AVANT PROPOS

Ce travail a été réalisé dans le cadre du programme GREATICE (Glaciers et Ressources en Eau dans les Andes Tropicales – Indicateurs Climatiques pour l'Environnement) de l'IRD à Montpellier et à La Paz, grâce au soutien financier du ministère de la Recherche Français.

Il a été dirigé avec tact et précision par Pierre Chevallier, qui m'a accueilli, formé, encouragé, accompagné, critiqué, supporté et finalement invité à manger chez lui. Je te remercie pour tout cela Pierre, ainsi que pour la somme de choses que j'ai appris depuis 4 ans. Tu es le principal responsable du plaisir que j'ai eu à « chercher » et à mener à bien ce mémoire.

Je remercie Mme Catherine Ottlé et M. Charles Obled qui ont accepté de juger ce travail et Mme Anne Coudrain-Ribstein ainsi que MM. Michel Desbordes, Joël Noilhan et Bernard Pouyaud pour avoir bien voulu participer au jury de thèse. Merci encore à Charles Obled et Anne Coudrain-Ribstein pour leur intérêt, Michel Desbordes pour son intervention dans l'octroi de la bourse, Joël Noilhan pour son accueuil et son aide à Météo France et Bernard Pouyaud pour son soutien sans faille dans les moments difficiles. Merci aussi à Pierre Ribstein pour son suivi régulier et amical

J'ai été très heureux de rencontrer en France et en Bolivie Yves Arnaud, Aaron Boone, Etienne Berthier, Eric Cadier, Paul Carré, Jean-Pilou Chazarin, Bernard Cappelaere, Abdul Castillo, Elsa Choque, Nigma Clavijo et l'ensemble des membres de la mission IRD à La Paz, Claudine Dieulin, Pascal Fraizy, Robert Gallaire, Jeannette Gibon, Alain Gioda, Florence Habets, Jacques Lemoalle, Jean-Claude Klein, Nadine Muther, Monique Oï, Christophe Peugeot, Ramiro Pillco, Marc Pouilly, Edson Ramirez, Hector Valdivieso, Sophie Voirin-Morel. Vous m'avez aidé, conseillé, dépanné ou tout simplement accompagné à des moments divers et je vous en suis très reconnaissant. J'adresse un remerciement particulier au Docteur L'Hôte dont j'ai apprécié la productive, stimulante et agréable compagnie ainsi que le succulent café!

J'embrasse aussi Boud'chiotte & Janine ; Fraulein & Buttercake ; Rognac & sa pithécanthrope spirituelle; Franky bahiano & l'huile qu'il faut à votre moteur Raynaud ; Pascalou & sa muse; Jean Pilou & Béné ; Le Poulpe & son anémone ; Sam & Dan ; Warren & Cathy ; El Kiski & su Chola ; Le Ouichallant & Pascaline ; Marcos & sa proie; Le Docteur Sicart & la Doctora Montecinos de Sicart; La confrérie du Poufre : Maï & Warzouzette (éare ! !), Marius & Mireille, Sauveur & Betty ; Le cercle des chercheurs disparus : Nico, Gérard, Alain, Loïc et Benoît (le gonze), Hervé, Vincent, Sylvain et Sylvain, Kouadjo ; Les spécialistes des questions sans réponses : Jean-Louis et Luc ; Le Grand Orchestre pas-souvent-harmonique de la Margouya ; Les équipiers : Juan Carlos, Ekassit et Carmen ; Le g.p.d. du 12z+ Jomelli ; Vincent le vendeur de cravates ;Yves de Bise ; Don Julio César « el Cochala » et sa famille ; Binette ; Thomas le basketteur ¾ aile ; Olivier ; Yann ; Carla ; Compay Rolando et ma filleule, .

Merci aux piliers : Mamao, Recontrazo, Bolù, Culi, sourifé et Baloo ainsi que Françoise, Rodrigo, Agnés, Maya et Tupac et que Jean Marie et Josie pour la joie partagée, le soutien inconditionnel, les conseils et la chaleur ; Enfin Gaïl, merci pour tout ce qui précède plus ta présence et ton univers partagé.

RESUME

CABALLERO, Yvan, 2001, *Modélisation des écoulements d'origine pluvio-nivo-glaciaire en contexte de haute montagne tropicale : Application à la haute-vallée du Zongo (Bolivie)*. Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc (USTL).

Résumé : La vallée du Zongo en Bolivie, située dans un contexte climatique tropical de haute altitude, relie les sommets du versant oriental de la Cordillère des Andes (6000 m) au bassin amazonien. Des glaciers, dits « tropicaux », de petite taille confèrent aux écoulements une dynamique journalière et saisonnière spécifique. Cette spécificité est renforcée par l'alternance d'une saison sèche et froide (mai – août) et d'une saison des pluies chaude (décembre - mars), provoquée par l'oscillation saisonnière de la ZCIT (Zone de Convergence Inter-Tropicale). La COBEE (Compagnie Bolivienne d'Energie Electrique) utilise la ressource en eau d'origine pluvio-nivo-glaciaire pour la production d'hydroélectricité.
Perfectionner la gestion de la ressource pour la production électrique requiert de quantifier et caractériser les flux hydrologiques naturels, en amont des prises d'eau des usines. Le schéma de surface ISBA (Interaction Sol-Biosphère-Atmosphère) est appliqué sur un bassin en tête de vallée, pour simuler la production d'écoulements sur les versants. Les bilans d'énergie que le schéma calcule spécifiquement à la surface du sol et sur le manteau neigeux, permettent d'appréhender le forçage atmosphérique caractéristique du contexte de haute montagne tropicale.
Le dispositif de mesures hydrométéorologiques existant a été complété pour faciliter la spatialisation du forçage atmosphérique. Les méthodes et difficultés d'étalonnage des stations hydrométriques et les techniques d'extrapolation des courbes de tarage pour la détermination des débits extrêmes sont exposées.
ISBA est calé puis validé sur un sous-bassin à alimentation pluvio-nivale. On procède a une discrétisation par croisement des types de surface et des tranches d'altitude, pour définir des mailles sur lesquelles sera appliqué le modèle. Appliqué à l'ensemble du bassin, ISBA simule correctement les écoulements en saison des pluies mais les sous-estime en saison sèche. Le langage de simulation de la dynamique des systèmes Vensim® est utilisé pour associer les écoulements produits par ISBA au fonctionnement des aménagements hydroélectriques de la Cobee. La prise en compte de la gestion de l'eau dans le système permet de reconstituer correctement la dynamique des écoulements observée en saison sèche à l'exutoire du bassin.

Mots clés : Hydrologie de montagne – Modélisation – Hydrométrie – Climat tropical – Hydroélectricité – Dynamique des Systèmes – Andes

SOMMAIRE

RESUME **3**

SOMMAIRE **7**

INTRODUCTION **9**

CHAPITRE I : HYDROLOGIE EN CONTEXTE TROPICAL D'ALTITUDE **11**

I.1 HYDROLOGIE DE MONTAGNE 11
I.1.1 Une discipline généraliste appliquée à un milieu spécifique *11*
I.1.2 Caractéristiques du milieu *12*
I.1.3 Un climat influencé par l'altitude et la latitude : le milieu tropical andin *13*
I.1.4 Contexte climatique sur la zone d'étude *16*
I.1.5 Dynamique neigeuse et glaciaire en milieu tropical andin *17*
I.1.6 Développement et ressource en eau *18*
I.2 MODELISATION HYDROLOGIQUE 19
I.2.1 Qu'est ce que la modélisation ? *19*
I.2.2 Typologie simplifiée des modèles *20*
I.2.3 Discutions autour de la modélisation *23*
I.2.4 La construction d'un modèle : étapes et précautions *26*
I.2.5 La modélisation en milieu de montagne *30*
I.2.6 Les SVAT (schémas d'interaction sol-atmosphère) *36*
I.3 MODELISATION HYDROLOGIQUE DANS LA VALLEE DU ZONGO 40
I.3.1 Un SVAT disponible: ISBA *40*
I.3.2 Le couplage avec la gestion de l'eau dans la vallée *40*
I.4 SYNTHESE DU CHAPITRE 42

CHAPITRE II : LA HAUTE-VALLEE DU RIO ZONGO **43**

II.1 LE MILIEU NATUREL ET LES AMENAGEMENTS DE LA VALLEE ZONGO 43
II.1.1 La vallée du rio Zongo *43*
II.1.2 Les aménagements hydrauliques *44*
II.1.3 Le bassin de Llaullini *46*
II.2 SYNTHESE DU CHAPITRE 50

CHAPITRE III : OUTILS ET METHODES DE MODELISATION **51**

III.1 LE SCHEMA DE SURFACE ISBA 51
III.1.1 Concept et Historique *51*
III.1.2 Les processus simulés *52*
III.2 APPLICATION D'ISBA AU BASSIN DE LLAULLINI 66
III.2.1 Texture des surfaces *66*
III.2.2 Forçage climatique *67*
III.2.3 Discrétisation du bassin *67*
III.2.4 Transfert des écoulements à l'intérieur des sous-bassins *68*
III.3 SYNTHESE DU CHAPITRE 69

CHAPITRE IV : LES DONNEES DISPONIBLES **71**

IV.1 LES APPAREILS DE MESURE 73
IV.1.1 Les stations existantes *73*
IV.1.2 Les nouvelles stations *73*
IV.2 DYNAMIQUE HYDROLOGIQUE GENERALE DU BASSIN 76
IV.2.1 Précipitations sur le bassin de Llaullini *77*
IV.2.2 Dynamique journalière et saisonnière du climat *91*
IV.2.3 Les débits observés *94*
IV.3 SYNTHESE DU CHAPITRE 112

CHAPITRE V : APPLICATION D'ISBA AU SOUS-BASSIN DE LIVIÑOSA 115

V.1 LE SOUS-BASSIN LIVIÑOSA 115
V.2 LE FORÇAGE CLIMATIQUE SUR LE SOUS-BASSIN. 117
V.2.1 La température 117
V.2.2 Les précipitations 118
V.2.3 Précipitations liquides / solides 120
V.2.4 La pression atmosphérique 121
V.2.5 L'Humidité spécifique 122
V.2.6 Le rayonnement solaire incident 123
V.2.7 Le rayonnement atmosphérique incident 123
V.2.8 Le vent 123
V.2.9 Visualisation générale 124
V.3 METHODE D'APPLICATION D'ISBA A LIVIÑOSA 125
V.3.1 Le maillage du bassin 125
V.3.2 Calcul des débits journaliers 125
V.3.3 Comparaison avec les observations 126
V.4 CALAGE DU MODELE 126
V.4.1 Calage des paramètres propres à ISBA 126
V.4.2 Synthèse sur le calage des paramètres d'ISBA 137
V.4.3 Les paramètres locaux de la zone d'étude 139
V.5 VALIDATION DU MODELE 149
V.5.1 Conditions initiales de la simulation de validation 151
V.5.2 La période d'étiage 151
V.5.3 Influence de la retenue Liviñosa 151
V.5.4 Simulation au cours de la saison des pluies 152
V.5.5 Conclusions et études de sensibilité 152
V.6 SYNTHESE DU CHAPITRE 153

CHAPITRE VI : APPLICATION D'ISBA AUX AUTRES SOUS-BASSINS DE LA ZONE D'ETUDE ... 155

VI.1 APPLICATION D'ISBA AU BASSIN DE LLAULLINI 156
VI.1.1 Adaptation du modèle pour l'application à tout le bassin 156
VI.1.2 Simulation de l'écoulement naturel hors système hydroélectrique 159
VI.2 INTEGRATION DES DEBITS SIMULES DANS LE SYSTEME HYDROELECTRIQUE 165
VI.2.1 Présentation de Vensim® et de la dynamique des systèmes 165
VI.2.2 Construction du système hydroélectrique 165
VI.2.3 Conclusions 180
VI.3 SYNTHESE DU CHAPITRE 182

CONCLUSIONS & PERSPECTIVES 183

BIBLIOGRAPHIE 185

ANNEXES 201

INTRODUCTION

Il n'est pas aisé d'introduire un mémoire de thèse de Doctorat alors que le monde entier est en attente d'événements difficiles. Néanmoins, c'est peut-être dans ces moments là que l'on s'aperçoit de la nécessité de confronter le fruit de la réflexion scientifique à notre vision subjective de la réalité. Des sciences comme la biologie, la politique ou l'histoire adoptent implicitement ce type de démarche, de par leur sujet d'étude.

De manière ponctuelle et toutes proportions gardées, les sciences de l'eau peuvent et doivent contribuer à cette entreprise. En effet, des thèmes de recherche, comme celui de la gestion de la ressource en eau, interagissent parfois fortement avec des préoccupations politiques, économiques et sociales dans certains pays.

Ce mémoire présente l'application du schéma de surface ISBA (Interaction Sol-Biosphère-Atmosphère ; développé par Noilhan et Planton, (1989)), à une vallée de haute montagne tropicale située sur le versant oriental de la Cordillère des Andes, en Bolivie.
Basé sur une approche physique des processus à l'interface entre le sol et l'atmosphère, ce schéma fait partie du modèle opérationnel de prévision météorologique ARPEGE-CLIMAT de Météo France. Il constitue à ce titre un bon exemple de la portée sociale que nos disciplines scientifiques peuvent avoir lorsqu'on les applique à des problèmes concrets, ici la prévision météorologique.

La modélisation en hydrologie permet la synthèse des connaissances théoriques sur les processus qui interviennent dans le cycle de l'eau. Les modèles sont aussi des plates-formes sur lesquelles on peut tester des hypothèses scientifiques et méthodologiques nouvelles. **Confronter les concepts scientifiques à la réalité permet à la connaissance théorique d'avancer. Cela permet aussi d'apporter des réponses aux questions concrètes qui se posent notamment en termes de ressources en eau**.

Les objectifs de ce travail tentent de s'inscrire dans cette vision de la modélisation. Les trois objectifs principaux sont de :

1) confronter les hypothèses scientifiques contenues dans le schéma de surface à un contexte climatique particulier (haute montagne, climat tropical) et à une échelle spatiale particulière (entre 1 km² et 100 km²),

2) évaluer et quantifier la contribution à la ressource en eau des trois sources d'écoulement différentes (pluie – neige – glace) que l'on trouve dans ce contexte,

3) construire un outil informatique qui intègre les écoulements naturels produits par le schéma de surface dans le système hydroélectrique qui utilise la ressource en eau pour l'alimentation en électricité des villes proches.

Pour les atteindre, nous devons d'abord arriver à :

- acquérir une bonne compréhension de la théorie de la modélisation en hydrologie ainsi que du fonctionnement d'ISBA,
- évaluer la qualité du dispositif de mesures et d'observations hydrologiques disponible dans la vallée et le compléter selon nos nécessités,
- analyser et critiquer les données obtenues de manière à caractériser le milieu du point de vue de l'hydrologie et à constituer une base de données fiable.

Ce travail a été mené au sein de l'IRD (Institut de Recherche pour le Développement - anciennement ORSTOM) à Montpellier et à La Paz, Bolivie.
En 1991, l'IRD, en coopération avec la COBEE (Compagnie Bolivienne d'Energie Electrique) et l'IHH (Institut d'Hydraulique et d'Hydrologie de l'Université Majeure San Andrés de La Paz), a lancé le programme NGT (Neige et Glaciers Tropicaux) centré sur l'étude du fonctionnement et de l'évolution des glaciers en zone intertropicale (Francou et al., 1995 ; Pouyaud et al., 1995). Ce programme, qui par la suite a pris le nom de GREATICE (Glaciers et Ressources en Eau dans les Andes Tropicales – Indicateurs Climatiques et Environnement), a parallèlement poursuivi d'autres axes de recherche qui sont, d'une part, l'étude de la variabilité climatique et du phénomène ENSO (El Niño Southern Oscillation) et d'autre part, l'étude de la dynamique des écoulements en haute montagne tropicale et la gestion de la ressource en eau. Le travail présenté ici s'inscrit dans ce dernier volet.

Cette étude a débuté par un travail de mesure des flux hydrologiques et des variables météorologiques, suivi de l'observation de la géomorphologie du bassin et l'analyse du fonctionnement du système hydroélectrique par l'intermédiaire de contacts fréquents avec les gestionnaires. Au cours de cette étape, l'organisation, la critique et le stockage efficace des données dans le but de faciliter toute exploitation postérieure, ont été des préoccupations constantes.
Ensuite les processus ont été simulés en partant d'hypothèses de travail simples que nous avons compliquées lorsque les données le permettaient. Ainsi, l'objectif opérationnel a été le fil conducteur de notre démarche. Il explique que nous ayons parfois privilégié la cohérence des résultats des simulations (la fin) au détriment du degré de complexité de représentation des processus (les moyens).

Ce mémoire est divisé en 6 chapitres :

Le Chapitre I décrit les spécificités de l'hydrologie dans le contexte de la haute montagne tropicale. Il fait un rappel synthétique sur la modélisation en hydrologie, puis détaille diverses méthodes applicables aux milieux de montagne. Enfin, il présente la stratégie de modélisation choisie pour ce travail.

Le Chapitre II présente la vallée du Zongo et le système hydroélectrique qui y est implanté. Il décrit le bassin de Llaullini, dans la partie supérieure de la vallée, à l'exutoire duquel nous simulons les écoulements**.**

Le Chapitre III détaille la paramétrisation du schéma de surface ISBA (Interaction Sol – Atmosphère – Biosphère) que nous utilisons pour la simulation de la production d'écoulement. Les étapes de la réalisation pratique de la modélisation sont exposées.

Le Chapitre IV propose un inventaire et une analyse des données et observations hydrologiques et météorologiques disponibles pour cette étude. A partir de ces données critiquées, la dynamique hydrologique générale de la vallée du Zongo est décrite.

Le Chapitre V met en œuvre le schéma de surface ISBA sur un sous-bassin du bassin de Llaullini,, de manière à fixer la valeur des paramètres du modèle (calibration) au cours d'une période significative. Cette application est testée en comparant les résultats du modèle aux observations sur une période postérieure (validation).

Le Chapitre VI montre la méthode et les résultats de l'application d'ISBA à l'ensemble du bassin de Llaullini. Un schéma dynamique du système hydroélectrique est construit à l'aide d'un outil de la dynamique des systèmes, Vensim®. Finalement le couplage entre les écoulements simulés par ISBA et le schéma dynamique du système hydroélectrique est réalisé et ses résultats sont critiqués.

CHAPITRE I : HYDROLOGIE EN CONTEXTE TROPICAL D'ALTITUDE

I.1 HYDROLOGIE DE MONTAGNE

I.1.1 Une discipline généraliste appliquée à un milieu spécifique

S. Lawrence Dingman écrit en introduction de son ouvrage que : « *L'hydrologie s'intéresse au cycle global de l'eau et en particulier aux processus qui font partie de sa phase continentale* » (Dingman, 1994). Cette définition très générale, place cette science à l'intérieur du cadre géographique continental. Néanmoins, les milieux continentaux et les processus du cycle de l'eau que l'on y rencontre sont très divers. Aussi, nous pouvons considérer que pour chacun de ces milieux existent des méthodes d'observation et d'étude spécifiques, dont l'ensemble compose l'hydrologie au sens large.

L'hydrologie de montagne consiste en l'identification et la compréhension des processus du cycle global de l'eau, spécifiques au milieu de montagne (20% de la surface continentale terrestre) (Figure I-1).

Figure I-1: Localisation géographique des principales régions montagneuses du globe et de la zone d'étude (flèche grise), (extrait de Wohl, 2000).

Les montagnes sont considérées par certains comme les « châteaux d'eau » de la Terre (Kundzewicz, 1997), de par leur altitude et leur position en tête de la partie continentale du cycle de l'eau. En effet, elles représentent souvent une barrière qui oblige les nuages à précipiter, constituant ainsi la première surface réceptrice de l'eau de pluie.

L'étude scientifique du climat de montagne n'a commencé que vers le milieu du dix-neuvième siècle, du fait des difficultés d'accès et du faible peuplement de ces régions, qui n'attiraient jusque là que très peu d'intérêt. (Barry, 1992 ; Wohl, 2000).

La présence de glace et de manteaux neigeux, qui constituent une ressource en eau importante et des indicateurs climatiques fiables grâce aux bulles d'air qui sont piégées dans la glace et aux isotopes de l'eau (Francou et Rousseau, 1995 ; Ramirez et al., 2001), les progrès de la technologie en termes d'appareillages de mesure et d'observation (télédétection, radar, modèles numériques de terrain) et la curiosité scientifique pour des milieux uniques et fragiles (Wohl, 2000), ont par la suite contribué au développement des connaissances dans ce domaine.

Aujourd'hui, il existe une grande quantité de travaux, que nous détaillerons plus loin, portant sur la modélisation des processus hydrologiques en milieu de montagne (Marsh, 1999), ce qui montre que cette discipline a pris tout son essor.

I.1.2 Caractéristiques du milieu

L'hydrologue en montagne est confronté à des problèmes d'accessibilité aux zones étudiées, de précision et de représentativité des mesures le plus souvent ponctuelles (précipitations, débits, climatologie) en relation avec la morphologie (taille, topographie) du bassin étudié (Klemes, 1990), qui sont aujourd'hui encore loin d'être résolus (Barry, 1992 ; Marsh, 1999 ; Wohl, 2000).

Les principales caractéristiques du milieu de montagne au regard de l'hydrologie sont :

- la topographie, qui exerce une influence sur :
  - les écoulements (gradients hydrauliques et turbulence des flux importants, hiérarchisation du réseau hydrographique, forte saisonnalité et variabilité spatiale et temporelle des écoulements (Wohl, 2000),
  - la dynamique climatique (contrôle des mouvements atmosphériques, précipitations, direction et force des vents),
  - les états de surface (érosion différentielle en fonction des versants, pédogenèse contrainte par les pentes, couverture végétale).

- l'altitude, qui influe plutôt sur les intensités des variables climatiques comme la pression atmosphérique, la température de l'air, le rayonnement.
- la position géographique (latitude et continentalité) qui, du point de vue du climat influe sur l'hydrologie d'un milieu de montagne à l'autre. Par exemple, en milieu tropical, la limite pluie-neige se trouve beaucoup plus haut qu'en milieu tempéré et le couvert glaciaire ou neigeux est beaucoup plus réduit (Barry, 1992).

I.1.3 Un climat influencé par l'altitude et la latitude : le milieu tropical andin

La rotation ellipsoïdale de la Terre autour du soleil (Figure I-2), provoque dans l'hémisphère Sud l'alternance d'une saison chaude (été austral : insolation maximale (décembre – janvier - février)) et d'une saison froide (hiver austral : insolation minimale (juin - juillet – août)), ce qui est à l'opposé de l'hémisphère Nord.

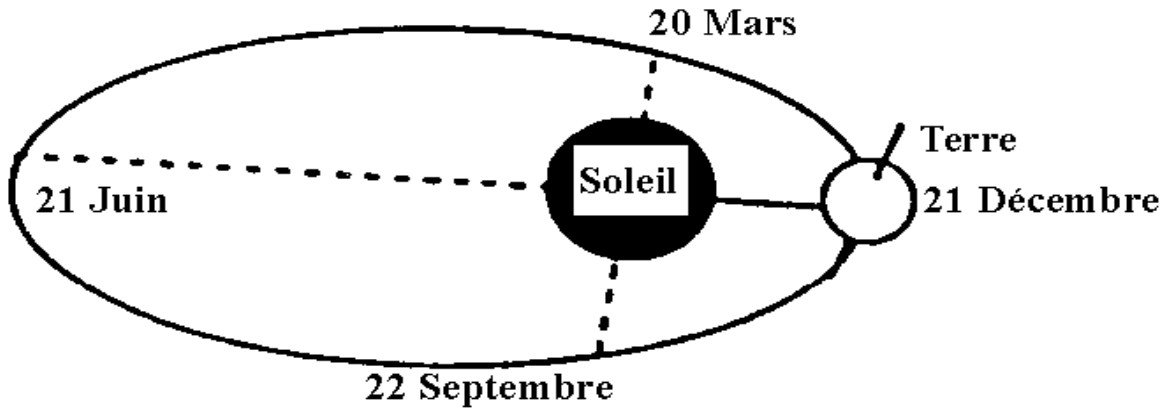


Figure I-2: Schématisation des différentes positions de la Terre sur son ellipsoïde de rotation autour du soleil au cours de l'année (extrait de Martin et al., 1997).

La saison chaude correspond au moment où la Terre se trouve dans la position la plus proche du soleil (périhélie) et le rayonnement solaire est le plus intense, du fait de l'inclinaison favorable de l'axe de rotation de la Terre. En saison froide, la Terre se trouve dans la position la plus éloignée (aphélie) et le rayonnement est à son minimum du fait de l'inclinaison défavorable de l'axe de rotation.

I.1.3.1 INFLUENCE DE LA LATITUDE

Aux latitudes tropicales de l'Amérique du Sud, l'amplitude de la variation annuelle des températures moyennes journalières est inférieure à 10° C (Lliboutry, 1999 ; Vuille et al., 2000).

Le rayonnement intense donne lieu à des précipitations d'origine convective, alors qu'au sud des tropiques, elles sont plutôt provoquées par la rencontre frontale de masses atmosphériques de températures différentes (Aceituno, 1995 ; Garreaud et Wallace, 1997).
La saisonnalité des précipitations est gouvernée par les oscillations saisonnières de la Zone de Convergence Inter-Tropicale (ITCZ) et des fronts froids en provenance du Sud (Aceituno, 1988 ; Roche et al., 1990 ; Ronchail, 1995 ; Vuille et al., 2000).

L'ITCZ, zone d'ascension et condensation des masses d'air chaud par convection verticale, est une zone de basses pressions atmosphériques, (Figure I-3) localisée là ou les radiations solaires sont les plus intenses sur le pourtour du globe (Schwerdtferger, 1976 ; Ronchail, 1998). Elle se matérialise par une bande de nuages (Figure I-3) qui donne de fortes précipitations et oscille autour de l'équateur au cours de l'année (Ronchail, 1995).

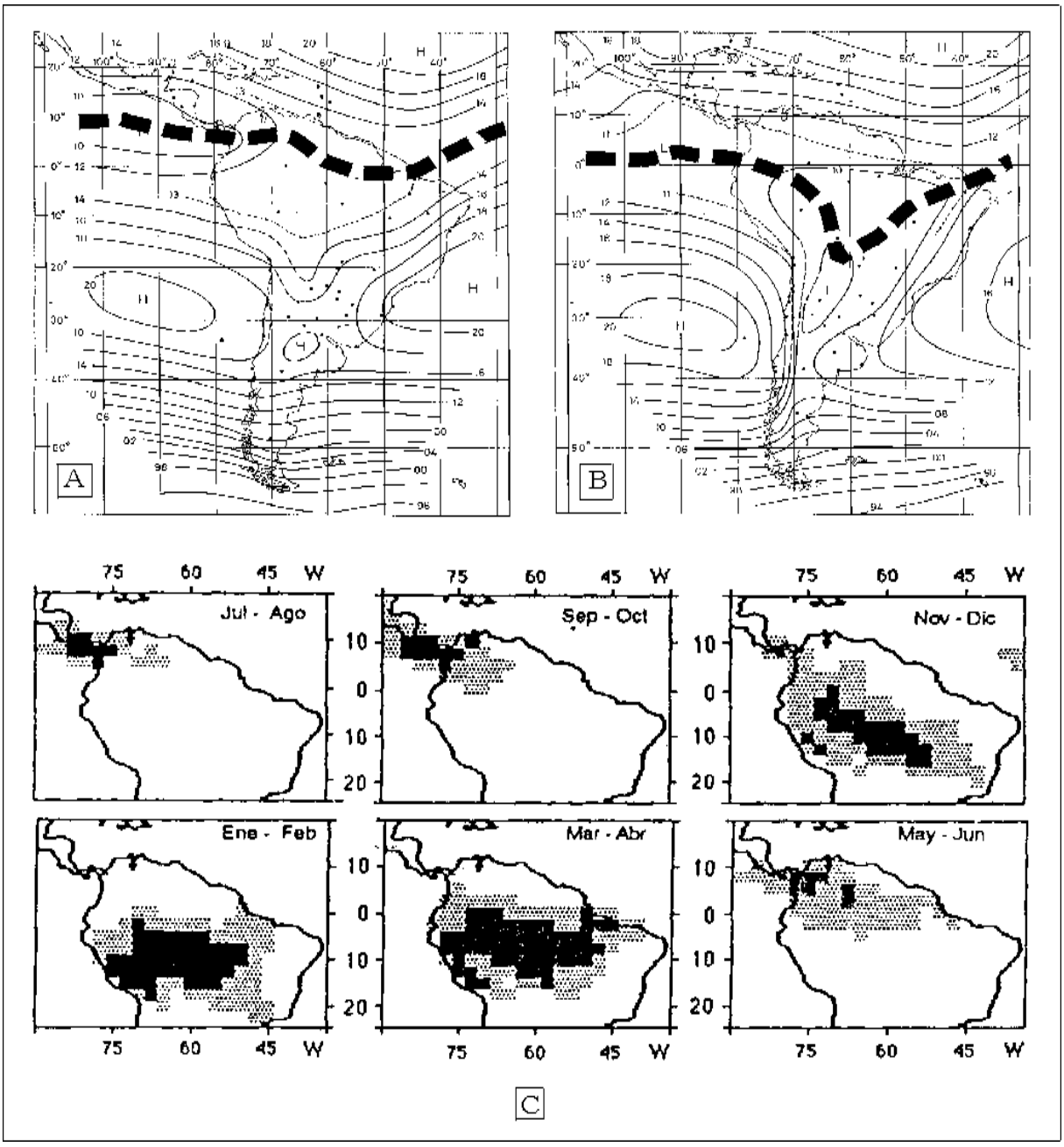


Figure I-3: Oscillation saisonnière de l'ITCZ (en pointillés) sur le continent américain au cours de l'année: elle est centrée sur la zone de basses pressions au niveau de la mer (a) en hiver austral et (b) en été austral (extrait de Schwerdtferger, (1976)). Sa position est marquée par des amas nuageux repérés à cause de leur rayonnement infra-rouge, qui sont à l'origine des précipitations de la saison des pluies. (extrait d'Aceituno, (1995)).

I.1.3.2 INFLUENCE DE L'ALTITUDE

La Cordillère des Andes s'étale du nord au sud de l'Amérique du Sud et connaît de ce fait une grande diversité de régimes pluviométriques et hydrologiques. Dans sa partie tropicale bolivienne (Figure I-4) la Cordillère se divise en deux chaînes de montagnes avec des sommets atteignant 6000 m, qui encadrent un plateau aride (l'Altiplano) dont l'altitude moyenne est de 4000 m, où se trouve le lac Titicaca (Figure I-4).
La présence de ces reliefs conditionne les circulations atmosphériques et, de ce fait, le climat dans la région (Klein et al., 1995 ; Vuille et al., 2000).

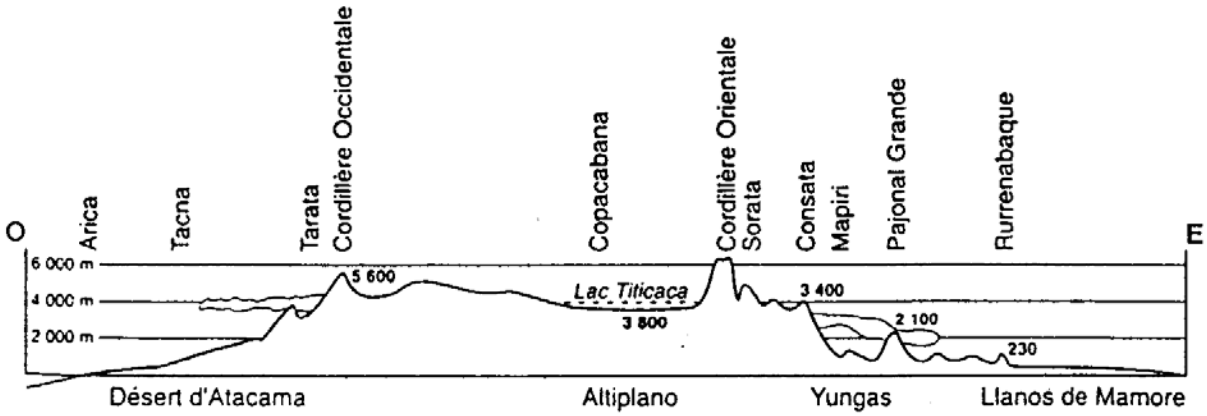


Figure I-4: profil topographique des Andes tropicales à la latitude du lac Titicaca. (Ronchail, 1995)

On distingue :

- une saison froide et sèche (hiver austral : mai – septembre), où l'atmosphère est stable et dégagée, du fait de la position septentrionale extrême de l'ITCZ
- une saison des pluies chaude (été austral : octobre – avril), où elle descend jusqu'à sa position méridionale extrême, au dessus du Pérou et de la Bolivie, provoquant des précipitations abondantes.

Les basses pressions au niveau de l'ITCZ, provoquent la convergence de vents, les alizés, déviés d'est en ouest, à cause de la force de Coriolis et soutenus par les hautes pressions des anticyclones tropicaux,.

En été austral, lorsque l'ITCZ se trouve en position méridionale, les alizés de nord-est amènent les masses d'air chaud et humide de l'Amazonie et de l'Atlantique, jusqu'aux contreforts de la cordillère orientale, qui les bloquent en altitude provoquant des pluies importantes sur les piémonts recouverts de forêt tropicales humides : les « *yungas* » (Figure I-4), (Montes de Oca, 1997 ; Ronchail, 1998).
En hiver austral, lorsque l'ITCZ est au nord, le régime d'alizés de sud-ouest n'apporte pas de pluies, car il est affaibli par les reliefs continentaux qu'il rencontre avant d'arriver sur notre zone d'étude (Montes de Oca, 1997).
Des précipitations exceptionnelles, qui se transforment en chutes de neige en altitude, sont épisodiquement provoquées par des remontées d'air froid polaire (appelés « *surazos* » en Bolivie), que l'on observe tout au long de l'année (Ronchail, 1995 ; Taborga et Campos, 1995 ; Montes de Oca, 1997 ; Garreaud, 1999).

La saisonnalité a aussi une influence sur les gradients de température avec l'altitude qui varient d'une saison à l'autre. Par exemple, Lliboutry, (1999), propose une diminution de 0,53°C / 100 m en saison des pluies et 0,89°C / 100m en saison sèche, sur des massifs du Nord du Chili. Rappelons que le gradient moyen dans l'atmosphère libre est de 0,6°C/100 m (Barry, 1992).

I.1.4 Contexte climatique sur la zone d'étude

I.1.4.1 CARACTERISTIQUES GENERALES

Notre zone d'étude se situe sur la Cordillère Orientale des Andes, au contact de la zone subtropicale amazonienne (les « *yungas* ») et de celle d'altitude froide (*Altiplano*), (Montes de Oca, 1997).

Sur la cordillère orientale, 70% des précipitations se produisent au cours de la saison des pluies et le mois de janvier est le plus pluvieux (Ramirez et al., 1995 ; Montes de Oca, 1997).
Le versant amazonien constitué de vallées encaissées à forte pente (10 % en moyenne), est recouvert d'une forêt tropicale brumeuse (nommée ainsi car elle se trouve à l'altitude du couvert nuageux amazonien) jusqu'à 3500 m. Au dessus, la végétation arbustive se transforme en prairie d'altitude jusqu'aux sommets rocheux culminant à plus de 6000 m, recouverts de calottes glaciaires plus ou moins importantes (Montes de Oca, 1997).

Sur l'Altiplano, les précipitations sont essentiellement d'origine convective et sont plus importantes sur le lac Titicaca et au nord (proximité de la cordillère qui diminue en altitude permettant ainsi à une petite partie des masses d'air humides amazoniennes de passer) qu'au sud (Taborga et Campos, 1995).
Les reliefs de la cordillère sont la cause de l'aridité et de l'existence d'un double gradient des précipitations et d'humidité N-S et E-O, sur l'Altiplano (Klein et al., 1995 ; Ronchail, 1995 ; Aceituno, 1996).

Les variations journalières de température sont supérieures aux variations saisonnières.
L'intensité du rayonnement pendant la journée réchauffe fortement l'air proche du sol et la clarté de l'atmosphère pendant la nuit permet un refroidissement important par déperdition de chaleur vers l'atmosphère, surtout en hiver austral (Aceituno, 1996).

I.1.4.2 L'OSCILLATION THERMIQUE DU PACIFIQUE SUD

La variabilité climatique interannuelle est liée au phénomène d'oscillation thermique et de la pression atmosphérique du Pacifique Sud (Southern Oscillation - SO), (Aceituno, 1988).

La principale manifestation de ce phénomène est l'arrivée périodique d'eaux anormalement chaudes en provenance de l'ouest du Pacifique sur les côtes latino-américaines (Francou et Pizarro, 1995).
Différents indices sont utilisés pour décrire cette oscillation :

- La différence centrée réduite de la pression atmosphérique (SOI – *Southern Oscillation Index*) entre Tahiti (Polynésie Française) et Darwin (Australie) (Hastenrath, 1990 ; Francou et Pizarro, 1995 ; Ronchail, 1998).
- Les températures de l'eau à la surface de la mer (SST – *Sea Surface Temperature*) dans différentes zones des Océans Pacifique et Atlantique(Wright, 1984 ; Montecinos et al., 2000 ; Vuille et al., 2000).

Cette oscillation peut donner lieu à deux types d'événements dont les conséquences seront très différentes sur le climat des Andes tropicales: El Niño Southern Oscillation (ENSO, SOI négatif) et La Niña Southern Oscillation (LNSO, SOI positif) (Ronchail, 1998).
Certains auteurs relient une atténuation des alizés, des déficits pluviométriques et des augmentations de la température sur les côtes du Pacifique et sur l'Altiplano aux événements El Niño (Aceituno, 1988 ; Escober et al., 1995 ; Pouyaud et al., 1999 ; Montecinos et al., 2000 ; Vuille et al., 2000). D'autres trouvent des relations plus tenues en fonction de la zone et de la période étudiée (Marengo, 1995 ; Ronchail, 1998 ; Gioda et Prieto, 1999 ; Prieto et al., 1999 ; Kane, 2000). Les événements La Niña sont généralement moins bien caractérisés scientifiquement, bien que les populations locales de l'Altiplano les assimilent à de fortes inondations.

Sur la région étudiée dans ce mémoire, il est admis que les événements El Niño provoquent des déficits pluviométriques en altitude et sur l'Altiplano, couplés à une atténuation des régimes d'alizés de nord-est et à une augmentation de température qui fait fondre les calottes glaciaires (Aceituno, 1995 ; Francou et Pizarro, 1995 ; Francou et al., 1995 ; Ribstein et al., 1995a ; Ronchail, 1998 ; Pouyaud et al., 1999 ; Vuille et al., 2000 ; {Arnaud 2001 322 /id}).

Nous avons vu de quelle manière les caractéristiques climatiques tropicales sont influencées par la présence des reliefs andins. La Cordillère Orientale bloque les masses d'air humide qui condensent en prenant de l'altitude et précipitent sur le versant oriental. Cette barrière empêche les entrées d'air humide sur l'Altiplano, ce qui couplé au fort rayonnement atmosphérique propre à cette latitude, provoque des conditions climatiques de plus en plus arides, à mesure que l'on s'éloigne des reliefs et que l'on va vers le Sud.

I.1.5 Dynamique neigeuse et glaciaire en milieu tropical andin

Les plus hauts sommets de la cordillère orientale des Andes atteignent 6000 m et sont souvent recouverts de glaciers et de manteaux neigeux plus ou moins importants, en fonction de l'orientation des versants.
Ces glaciers sont alimentés par des chutes de neige généralement au dessus de 4900 m (Klein et al., 1995), au cours de la saison des pluies et épisodiquement en saison sèche (Ronchail, 1998 ; Garreaud, 1999).

Au cours de la saison sèche les glaciers subissent une ablation forte, essentiellement due à la sublimation en surface causée par le faible taux d'humidité des basses couches atmosphériques. De ce fait les écoulements produits par la fonte des glaces et de la neige est faible en saison sèche car toute l'énergie passe dans la sublimation (Wagnon et al., 1999a). L'importance de ce phénomène est visible à la taille des *pénitents*, structures verticales irrégulières de glace et de neige qui peuvent atteindre plusieurs dizaines de centimètres à la surface des glaciers ou des manteaux neigeux d'altitude. Ces structures sont orientés dans l'axe de la radiation solaire maximale et résultent des taux de sublimation différentielle entre crêtes et creux (Lliboutry, 1999 ; Wagnon, 1999).

Durant la saison des pluies, l'atmosphère est humidifiée par les flux de vapeur d'eau du nord-est. Par conséquent, la sublimation diminue et l'énergie disponible est utilisée pour la fonte, provoquant des écoulements importants (Ribstein et al., 1995a ; Wagnon et al., 1999b).

Ainsi, pour les glaciers tropicaux, les périodes d'accumulation et de fonte correspondent toutes les deux à la saison des pluies. Ceci constitue la principale différence avec le milieu tempéré où ces deux périodes sont distinctes puisque la saison des pluies (hiver) correspond à la période d'accumulation et la saison sèche (été) à la période de fonte.

Malgré les altitudes importantes que l'on observe sur la cordillère, les précipitations neigeuses ne résistent que peu de temps au *forçage atmosphérique* (intensité des paramètres climatiques qui ont une influence sur les processus hydrologiques). Ayant généralement lieu pendant la nuit, elles fondent rapidement au cours de la journée.

Les glaciers sont donc les principales ressources en eau au cours de la saison sèche. Ils ont une importance vitale pour les populations qui vivent à proximité.

I.1.6 Développement et ressource en eau

Au cours de l'histoire de l'hydrologie, la réflexion théorique a toujours été confrontée et stimulée par les nécessités et la demande de l'hydrologie opérationnelle.
Le dimensionnement des barrages à vocation unique et multiple, l'exploitation des nappes souterraines, l'irrigation, l'alimentation en eau potable ou industrielle, sont autant de thèmes qui ont orienté les activités de recherche.

Lorsque l'on fait de l'hydrologie de montagne, on peut s'attacher uniquement à l'aspect théorique des problèmes dans un unique but d'amélioration des connaissances au sein d'un milieu complexe et difficile d'accès. Cette approche est nécessaire dans la mesure où elle permet d'avancer dans la compréhension de processus peu étudiés et que l'on trouve en grand nombre dans ces milieux (Klemes, 1990).
Cependant, la demande opérationnelle prend de l'importance lorsque, comme c'est le cas sur notre site d'étude, le milieu de montagne est l'objet de plusieurs usages par des populations qui ont besoin de contrôler la ressource qu'il contient.
Dans le cas des Andes Orientales boliviennes, ces deux aspects se conjuguent puisque les pentes importantes du versant oriental de la Cordillère, ainsi que la présence de glaciers et des précipitations amazoniennes sont autant d'éléments favorables à la production d'hydroélectricité et à l'alimentation en eau des populations de l'Altiplano qui souffrent de l'aridité du climat.

Les glaciers, avec leur production d'eau continue au cours de l'année, permettent à ces populations de s'affranchir des contraintes imposées par la saisonnalité des précipitations.
Toutefois, la croissance démographique et un exode rural importants ont tendance à concentrer les populations, rendant les ressources en eau ponctuellement insuffisantes.
Il devient alors nécessaire de voir de quelle manière les résultats scientifiques peuvent apporter des réponses concrètes à ces problèmes.

Le premier intérêt du travail de l'hydrologue dans ce milieu, est la production de données hydrologiques plus ou moins élaborées nécessaires à son analyse.

En premier lieu, celles-ci peuvent être utilisées, pour quantifier la ressource disponible sans trop perturber les écosystèmes. Cette donnée de base représente un apport extrêmement important pour les pays en développement comme la Bolivie. En effet, les moyens nécessaires à la mise en place d'un réseau de mesures hydrologiques performant requièrent généralement des budgets importants. Ils peuvent difficilement faire partie des priorités budgétaires de pays dont les difficultés économiques sont grandes.

Dans une seconde étape, l'analyse des mécanismes hydrologiques faite par l'hydrologue permet de choisir une stratégie d'exploitation de la ressource adaptée au milieu concerné et à l'objectif recherché. Ceci est par exemple le cas quand l'analyse de la dynamique de fonte glaciaire et du transfert des écoulements au sein du bassin, permet de dimensionner un réseau d'aménagements hydrauliques pour la production d'énergie.

Enfin, lorsque le travail d'analyse permet de simuler correctement les processus étudiés, des outils de simulation peuvent être utilisés pour faire de la prévision ou bien tester la réaction du système à des nouvelles perturbations naturelles (variabilité climatique principalement) ou anthropiques (nouveaux aménagements en particulier).

Dans cette perspective, ce mémoire essaiera, dans la mesure du possible, d'extraire du travail présenté les informations intéressantes du point de vue de l'hydrologie opérationnelle.

I.2 MODELISATION HYDROLOGIQUE

Les modèles en hydrologie, à l'instar des autres disciplines scientifiques, sont perçus et utilisés comme des outils d'analyse et d'expérimentation. Cependant, ils permettent aussi d'apporter des réponses fondées scientifiquement aux questions qui se posent dans nos sociétés.

Ce mémoire présente un exemple d'utilisation d'un modèle dans le but de reproduire le comportement d'un bassin versant de haute montagne tropicale. Le modèle est l'outil qui permet de décrire l'ensemble des processus qui interviennent dans la dynamique hydrologique du bassin et de les relier pour produire l'écoulement que l'on observe au final à l'exutoire du bassin.

Il est important, dans ce contexte, de définir le plus précisément et simplement possible ce qu'est un modèle et comment on le construit. L'intérêt d'une telle démarche réside dans le fait qu'elle permet de bien comprendre la signification et la validité des résultats que le modèle fournit.

I.2.1 Qu'est ce que la modélisation ?

La modélisation est sans nul doute le domaine de l'hydrologie dans lequel on observe la plus grande quantité de travaux depuis 20 ans.
Elle consiste en la construction de modèles, qui sont des représentations plus ou moins schématiques d'un processus hydrologique, à l'aide d'équations mathématiques, dans le but de mieux l'étudier (Muzy, 2000).
Elle s'inscrit comme la suite logique de toute démarche scientifique visant à comprendre un processus donné, qui commence par l'observation et l'identification des variables susceptibles de le décrire.
Cette connaissance demeure encyclopédique et ne prend de l'intérêt, qu'à partir du moment où des relations sont établies entre ces variables. Le langage mathématique est alors utilisé pour formaliser ces relations. On construit ainsi le modèle, dont les résultats peuvent ensuite être comparés aux observations.
Si ces résultats correspondent aux observations, à tous les niveaux, on peut considérer que les processus ont été correctement expliqués. La modélisation représente donc l'étape finale, de l'explication scientifique des processus intégrant le cycle de l'eau sur la Terre.

Nous avons souligné, dans ce qui précède, le terme « schématique », car il permet d'expliquer la grande quantité de modèles différents qui ont été développés en hydrologie. Nous développerons ce thème un peu plus loin.

Les objectifs de la modélisation sont nombreux car souvent spécifiques, mais tous manifestent le besoin de comprendre la nature et le rôle des processus mis en jeu dans les écoulements, à l'intérieur des bassins versants. Nous pouvons les synthétiser de la façon suivante (Villeneuve et al., 1998) :

- faire avancer la connaissance et la compréhension des processus hydrologiques qui s'y déroulent.
- prédire ses états futurs en modifiant les variables d'entrée,
- étudier sa réponse à différents scénarios d'évolution de sa structure interne et de ses conditions aux limites.

La construction du modèle est fonction de la complexité et du type des processus en jeu, de leurs conditions aux limites (il est rare qu'un processus hydrologique soit un système fermé) et enfin de l'échelle spatiale et temporelle dans laquelle ils se situent (Villeneuve et al., 1998 ; Perrin, 2000 ; Fourcade, 2001).

Ainsi le développement d'un modèle se fait en fonction :

1 - du système que l'on étudie,
2 - de l'objectif pour lequel on a besoin d'un modèle,
3 - de la formulation de la réalité choisie pour atteindre cet objectif.

En hydrologie, le système étudié est le bassin versant, défini comme étant la surface dont la topographie permet d'alimenter un point donné sur une rivière, que l'on nomme exutoire (Dingman, 1994).
Il est limité topographiquement, de telle manière qu'une goutte d'eau qui tombe en n'importe quel point situé à l'intérieur de cette limite passe obligatoirement par l'exutoire, lorsqu'elle suit les lignes de pente. Néanmoins, il arrive que ce bassin puisse drainer de l'eau souterraine provenant de zones extérieures à cette limite, auquel cas il faudra tenir aussi compte de sa limite géologique (Ambroise, 1998).

Pour une présentation détaillée des apports de la modélisation dans les différents domaines de l'hydrologie, le lecteur intéressé pourra consulter les travaux d'O'connell et Todini, (1996) , Ambroise (1998) , Villeneuve et al. (1998) , Muzy (2000) et Perrin (2000).

Dans le cadre de ce mémoire, nous nous intéressons à la transformation de la pluie (ou de la neige), qui tombe à l'intérieur du bassin versant, en débit (volume d'eau écoulé par unité de temps) que l'on observe à l'exutoire du bassin.
Cette approche, nommée modélisation « pluie-débit », prend en compte l'ensemble des processus qui participent à cette transformation (précipitation, fonte de neiges, infiltration, ruissellement, évaporation, transpiration). Elle permet de répondre à des questions centrées sur la ressource en eau et sa gestion.

A titre d'exemples non exhaustifs, des modèles pluie-débit sont utilisés

- dans les travaux d'Anselmo et al. (1996), Franchini et al. (1996a) et Rinaldo et Rodriguez-Iturbe (1996) sur la prévision de crues et des événements extrêmes,
- de Loucks et al. (1985), Mimikou et Baltas (1997), Simonovic et al. (1997) sur la gestion des ressources en eau,
- d'Ewen et Parkin (1996), Loaiciga et al. (1996) et Todini (1996) sur l'impact des changements climatiques et de l'occupation des sols sur les écoulements.

Le choix de la formulation de la réalité représente la partie complexe de la construction du modèle.
Nous proposons d'expliquer pourquoi dans ce qui suit.

I.2.2 Typologie simplifiée des modèles

Lors des premières modélisations (bilans hydriques) de bassin versant, les hydrologues s'intéressaient à l'évaluation des flux d'eau liquide qui rentraient, sortaient ou étaient stockés dans le système (Villeneuve et al., 1998).
On se plaçait à une échelle de temps suffisamment longue, pour pouvoir considérer que la variation des réserves en eau du bassin, (ΔS) était nulle. Ainsi fut introduite *l'année hydrologique*, généralement différente de l'année calendaire, définie comme la période, entre le début et la fin de laquelle la variation du stock est nulle.

On écrivait alors:

I-1 $$\frac{\Delta S}{\Delta t} = (P + Gi) - (Go + Q + ET) \approx 0$$

L'écoulement à l'exutoire du bassin (Q) était déterminé en fonction des entrées du système, (précipitations (P) et apports souterrains (Gi)), et des autres sorties (eaux souterraines (Go), évapotranspiration (ET)).
Malheureusement ce type d'approche n'était valable que pour des périodes annuelles et ne permettait donc pas d'étudier les processus internes au système et de prendre en compte l'influence de l'occupation du territoire sur les écoulements. Une approche plus fine s'est donc développée, aidée en cela par le développement de l'instrumentation et l'augmentation de la capacité des ordinateurs, pour donner une grande diversité de modèles qui ont fait l'objet de diverses tentatives de classification.

De manière à se repérer dans cette complexité, nous présentons ici à titre indicatif la classification proposée récemment par Perrin (2000) :

Les modèles peuvent être:

- *Déterministes* ou *stochastiques*, suivant si la nature des variables, des paramètres et/ou des relations qui existent entre eux, est *déterminée* par leur état, ou est soumise au hasard et fait l'objet d'analyses statistiques.
- *Globaux*, *semi-spatialisés* ou *spatialisés* suivant que le bassin versant concerné par la modélisation est :
  - considéré dans l'espace comme une entité homogène,
  - divisé en sous-unités supposées homogènes (éventuellement des sous-bassins),
  - finement discrétisé en mailles.
- *Cinématiques* (descriptifs) ou *dynamiques* (explicatifs) suivant que l'évolution temporelle du système est :
  - simplement décrite,
  - mise en relation avec les forces qui en sont la cause.
- *Empiriques* (basés sur l'expérience), *conceptuels* (basés sur une représentation de la réalité qui utilise des vues de l'esprit) ou *théoriques* (basés sur une représentation de la réalité à l'aide de lois physiques; « physically-based » dans la littérature anglaise).

Une telle classification, ne permet pas un classement exhaustif des modèles car ils répondent souvent à plusieurs de ces descripteurs en même temps, ainsi qu'à d'autres comme le pas de temps de calcul, le type et la quantité des données requises, le nombre de paramètres et/ou de «boutons de réglage», etc.. et, enfin, l'objectif du modèle (Perrin, 2000).

Par contre, leur nombre et leur diversité traduisent la connaissance partielle des processus hydrologiques (Klemeš, 1986 ; Yevyevitch 1991 ; O'Connel et Todini, 1996), et montrent qu'il est possible d'obtenir des résultats comparables, en terme de qualité de reproduction des observations, avec différentes approches sans pour autant avancer réellement dans la compréhension des processus (Beven, 1993 ; O'connell et Todini, 1996).

Reprenons la typologie **des modèles déterministes**, en détaillant les approches et en donnant quelques exemples (Ambroise, 1998 ; Villeneuve et al., 1998 ; Muzy, 2000),

- L'approche empirique et conceptuelle qui utilise un ensemble de réservoirs interconnectés représentatifs des différentes unités (modèle semi-spatialisé) ou de l'ensemble (modèle global) du bassin versant.
  Les processus sont alors simulés en remplissant et vidant ces réservoirs au cours du temps. Cela est réalisé à l'aide de relations de vidange et remplissage comme celles de Green W.H. et Ampt (1911) pour l'infiltration, ou celle de Dooge (1973) pour l'hydrogramme unitaire (routage des écoulements) ou encore celle de Beven et Kirby (1979) pour la vidange des réservoirs souterrains ; ce sont des représentations conceptuelles des processus physiques considérés comme prépondérants dans les phénomènes étudiés.

  Cette approche est celle,
  - Des modèles empiriques globaux (par exemple: Jakeman et Whitehead (1996), hydrogramme unitaire) ou statistiques (par exemple: Koutrouvelis et Canavos (2000), fonction de distribution ou bien Hecht-Nielsen R. (1987), réseau de neurones), qui ne font appel qu'aux variables d'entrée et sortie du bassin, sans prendre en compte sa nature interne (on les appelle aussi modèles « boîtes-noires »).

Ils sont très faciles à appliquer et sont très utilisés en ingénierie, mais ils sont difficilement extrapolables car la valeur de leurs paramètres sont fortement liés aux caractéristiques hydrologiques du bassin.

▪ Des modèles conceptuels globaux, (famille des modèles GR du Cemagref (GR3J (Edijatno Michel.C. (1989) ; GR4J (Nascimiento (1995) ; GRHUM (Loumagne et al. (1996), qui considèrent que les précipitations sur l'ensemble du bassin se répartissent dans des réservoirs (végétation, sol, nappe, cours d'eau, etc..), à partir desquels on calcule les flux d'évapotranspiration, infiltration et ruissellement.
Ils permettent de simuler simplement toutes les composantes du cycle de l'eau et non plus seulement les débits, ainsi que l'évolution temporelle de chacun des réservoirs.
En revanche, leurs paramètres n'ont généralement que peu de signification physique car ils sont déterminés par comparaison avec les observations à l'échelle du bassin.
De plus, ils ne permettent pas au modèle d'être extrapolé (sauf en faisant des régionalisations hasardeuses des paramètres) ou d'évaluer l'impact d'une perturbation du milieu auquel le modèle s'applique (d'origine anthropique par exemple), car leur valeur correspond à un état donné du système.

▪ Des modèles conceptuels semi-spatialisés, qui découpent le bassin en unités le plus homogènes possible du point de vue des processus hydrologiques que l'on veut simuler. Les processus à l'intérieur de chaque unité sont décrits,

– Soit par un ensemble de réservoirs (CEQUEAU (Morin et al., 1981), SLURP (Kite, 1978), HBV (Bergström, 1995), MODCOU (Girard et al., 1981),)
– Soit avec des équations simplifiées qui traduisent les lois physiques des milieux étudiés à l'aide de variables et de paramètres pertinents (TOPMODEL (Beven et Kirby, 1979), GIUH (Rodriguez-Iturbe et Valdés J.B., 1979)).
Certains modèles sont aussi développés pour être couplés à des modèles météorologiques, les SVAT (Soil Vegetation Atmosphere Transfer) comme ISBA (Noilhan et Planton, 1989 ; Noilhan et Mahfouf, 1996), SISPAT (Braud et al., 1995) ou ARNO (Todini, 1996).

Contrairement à l'approche globale, le découpage spatial permet de décrire le fonctionnement interne. Ainsi, on peut suivre sur tout le bassin discrétisé en mailles, l'évolution spatiale et temporelle des processus étudiés, comme par exemple la genèse et la propagation des débits et étudier l'impact sur les écoulements d'une perturbation du système (changement du type d'occupation sol, nouvel aménagement, etc.).
Cependant, les paramètres n'ont toujours pas de véritable sens physique car, comme pour les types de modèles précédents, leur valeur doit être déterminée par comparaison avec les observations (calage des paramètres). De ce fait, tout en décrivant les processus, ils ne permettent pas de les expliquer.
Ceci représente le principal handicap de ces modèles, puisque différents jeux de valeurs des paramètres permettent de reproduire les observations de manière équivalente, sans que les processus intermédiaires soient forcément correctement simulés (Beven, 1993 ; Beven et Binley, 1992 ; Uhlenbrook et al., 1999 ; Franchini et al., 1996b).

- L'approche mécaniste purement physique, qui s'appuie sur la résolution d'équations de conservation de la masse, de l'énergie et de la quantité de mouvement pour décrire les processus hydrologiques dans un milieu donné (Todini, 1996).
Sont utilisées par exemple, les équations de Darcy (1856) et Richards (1931) pour les écoulements souterrains en milieu poreux et celles de Saint-Venant (1871) et de Manning (1891) sur les écoulements à surface libre en canal et rivière.

Ces équations sont résolues numériquement à l'aide d'une discrétisation spatiale (construction d'un ensemble de mailles de taille constante ou variable pour décrire la totalité du bassin), pour laquelle l'utilisation de modèles numériques de terrain est très précieuse (Binley et al., 1989a).

On les appelle modèles à base physique distribués, les plus connus étant les modèles SHE (Abbott et al., 1986a ; Abbott et al., 1986b ; Bathurst et Cooley, 1996) et IHDM (Calver, 1988 ; Beven et Binley, 1992).
Les modèles de ce type sont en nombre restreint en comparaison des autres. Ceci s'explique en partie par les nécessités que leur construction impose : la description tridimensionnelle du bassin versant, la robustesse et la rapidité de leurs schémas numériques et surtout la connaissance des valeurs des paramètres du modèle sur chaque maille.
La difficulté majeure réside dans la détermination de ces derniers et tout particulièrement dans la caractérisation des propriétés du milieu (conductivité hydraulique, rugosité, végétation, zones non saturées, etc.), par des mesures directes ou indirectes (estimation à partir des observations) sur le terrain.
Les valeurs théoriques des grandeurs physiques (densités de l'air, de l'eau et du sol, capacités de chaleur, émissivité, chaleurs latentes des changements de phase, …), sont connues. Mais la représentativité de ces paramètres ramenés à la surface qu'ils caractérisent et surtout à leur variabilité spatiale dans le bassin est très difficile à déterminer (Cushman, 1986 ; Binley et al., 1989a).
Par ailleurs, la résolution des équations requiert des simplifications, même pour les modèles les plus détaillés, qui introduisent des incertitudes dans le calcul. Celles-ci font que, pour retrouver le débit observé à l'exutoire, le modélisateur doit souvent modifier les valeurs des paramètres, ce qui leur enlève une partie de leur représentativité physique (Grayson et al., 1992).

Ces modèles sont donc utilisables en laboratoire à des fins d'investigation, mais leur application pratique reste difficile, ils ne sont jamais utilisés en mode opérationnel.

I.2.3 Discussions autour de la modélisation

La question que l'on peut se poser à ce stade est, pourquoi choisir une approche de modélisation plutôt qu'une autre? La réponse semble être : cela dépend d'une part, de la question posée et, d'autre part, de l'information disponible ou potentiellement disponible.

Dans la littérature, la réflexion autour de ces problèmes a donné lieu à une discussion entre les partisans des modèles conceptuels à base physique et ceux des modèles purement physiques, qui s'est traduit par une production scientifique fournie.

Actuellement, les auteurs s'accordent sur le fait qu'il faut bien différencier ce pourquoi la modélisation est faite. Si l'on a uniquement besoin de combler des lacunes dans les données de débits, pour un usage descriptif ou statistique, on peut très bien se contenter d'un modèle global empirique ou conceptuel, facile à utiliser et qui donnera des résultats aussi bons qu'un modèle distribué (Grayson et al., 1992 ; Refsgaard, 1997).

Il est par contre nécessaire d'utiliser un modèle distribué lorsqu'on a besoin de simuler l'évolution spatiale des processus et surtout si l'on veut arriver à expliquer et prédire l'impact sur les débits, de changements climatiques ou morphologiques qui affectent le bassin étudié.
En contrepartie, l'utilisation de ceux-ci sera plus difficile et nécessitera des connaissances plus approfondies sur le bassin (Klemes, 1986a ; Refsgaard, 1997).

Les modèles qui présentent le plus d'intérêt pour les hydrologues praticiens sont donc **les modèles distribués conceptuels à base physique ou quasi-physique**. Ce type de modèle permet une description rigoureuse du processus étudié, basée sur la compréhension de sa dynamique physique, sans pour autant être soumis aux contraintes d'utilisation et de détermination des paramètres des modèles physiques.

De nombreuses comparaisons entre modèles de ce type ont été entreprises (Beven, 1989 ; Franchini et Pacciani, 1991 ; O'connell et Todini, 1996 ; Franchini et al., 1996b ; Todini, 1996 ; Siebert, 1999), sans qu'elles aient abouti à un consensus sur un modèle en particulier.
Il est cependant admis que l'on ne peut comparer les modèles uniquement en fonction de la qualité avec laquelle ils reproduisent les débits à l'exutoire.

La prise en compte dans les modèles de processus complexes qui interagissent au sein du bassin nécessite une vérification des variables intermédiaires de la production d'écoulement (taux d'humidité du sol, niveau de la nappe souterraine,…).
Les techniques de l'imagerie satellitaire dans le visible et l'infrarouge qui permettent d'observer l'état du couvert végétal et d'humidité du sol ainsi que leurs variations temporelles, sont de plus en plus utilisées dans ce sens et offrent des perspectives très intéressantes pour l'estimation des états de surface (Ottlé et al., 1989 ; Ottlé et Vidal-Madjar, 1994).
De plus, l'accent est mis sur le fait qu'il est plus important (car plus difficile), de privilégier la modélisation de la production d'écoulement (c'est à dire le devenir de l'eau qui précipite sur le sol), que celle du transfert de l'écoulement vers l'exutoire une fois que l'eau se trouve dans le réseau hydrographique (Cordova et Rodriguez-Iturbe, 1983 ; Franchini et Pacciani, 1991).

« Tous les modèles (…) sont seulement des approximations de la réalité et contiennent des paramètres libres qui doivent être calés en fonction de la situation particulière à laquelle le modèle est appliqué » (Beven, 1993 – pp. 43).
Cette phrase, écrite par l'auteur d'un modèle parmi les plus utilisés en hydrologie (TOPMODEL (Beven et Kirby, 1979)), met en relief la caractéristique principale des modèles, qui est qu'ils possèdent tous un ou plusieurs paramètres (« quantité à fixer librement (…) dont dépend une expression mathématique ; Elément important dont la connaissance explicite les caractéristiques essentielles de l'ensemble d'une question» (Le Petit Robert, 1989)).
En faisant varier les valeurs de ceux-ci on fait varier le résultat du modèle. On cherche ainsi la (les) valeur(s) des paramètres qui permettent de simuler le mieux possible le comportement du système étudié.

La question de leur détermination est celle qui pose le plus de problèmes aux modélisateurs.

Dans les modèles physiques, les paramètres utilisés correspondent, nous l'avons vu, à des propriétés physiques qui sont connues ou que l'on peut mesurer ponctuellement. Ils sont donc présentés par leurs concepteurs comme des paramètres ayant un sens physique précis et mesurable qui justifie à leurs yeux la relative lourdeur numérique et pratique de ces modèles (Abbott et al., 1986a ; Abbott, 1992 ; Smith et al., 1994 ; Bathurst et Cooley, 1996 ; Refsgaard, 1997).
Cependant, la résolution des équations physiques qu'ils utilisent nécessite de discrétiser le bassin par la méthode des différences ou des éléments finis. Ceci revient à décrire le bassin à l'aide d'un ensemble de mailles dont la surface est variable suivant la taille du bassin et la méthode de maillage utilisée. Le modèle s'applique sur chacune des mailles, en affectant aux paramètres des équations les valeurs théoriques, estimées a priori ou mesurées sur le terrain.

Ainsi, la variabilité spatiale des propriétés des sols est théoriquement prise en compte.
En pratique, cette approche présente plusieurs difficultés :

a) les valeurs mesurées des paramètres sont le plus souvent caractéristiques de sites ponctuels et celles des paramètres théoriques de milieux homogènes et isotropes. Ils ne sont donc pas représentatifs du milieu hétérogène que contient une maille dont la taille ne peut pas être suffisamment réduite pour considérer le milieu comme homogène quand il s'agit de décrire un bassin versant même très petit (problème du changement d'échelle).
b) Même s'il était possible de décrire un bassin avec des mailles contenant uniquement des milieux homogènes, malgré les difficultés numériques et descriptives qu'une telle discrétisation suppose (Beven, 1989 ; Bergström et Graham, 1998), il est matériellement impossible de disposer d'observations en nombre suffisant pour fixer les valeurs des paramètres sur chaque maille.

Les modèles conceptuels sont tout aussi, voire plus approximatifs que les modèles physiques en ce qui concerne la description des processus, puisque non seulement ils sont soumis aux mêmes problèmes d'hétérogénéité sous-maille, mais de plus, les paramètres qu'ils utilisent n'ont généralement pas de sens physique. Les valeurs des paramètres des modèles conceptuels doivent donc être fixées en comparant les simulations aux observations, lors de la phase appelée «*calibration* » (Le terme correct en français est «*calage*» mais il est de plus en plus courant d'utiliser le terme anglais «*calibration*» dans le vocabulaire des modélisateurs).
Ce dernier point les rend d'ailleurs intéressants sur le plan opérationnel : un résultat positif peut être facilement obtenu puisque les paramètres peuvent prendre des valeurs qui ne sont pas forcément réalistes.

L'aspect approximatif de ces modèles est totalement assumé par leurs auteurs, qui, en contrepartie, mettent en avant leur facilité d'utilisation ainsi que leur efficacité comme simulateurs des débits.
Les modèles à base quasi-physique comme TOPMODEL (Beven et Kirby, 1979), ARNO (Todini, 1996) ou encore GUIH (Rodriguez-Iturbe et Valdés J.B., 1979), présentent une situation intermédiaire en utilisant un faible nombre de paramètres de ce type et en faisant en sorte qu'on puisse les calculer en fonction des caractéristiques morphologiques du bassin. D'autres travaux s'appuient sur des paramètres à base physique pour renforcer leurs modèles conceptuels et réduire leur dépendance vis-à-vis du calage (Ambroise et al., 1995). Ici encore, les outils numériques (modèles numériques de terrain) sont très utilisés.

Finalement, quel que soit leur type, les modèles discrétisés sont toujours soumis au problème de l'hétérogénéité contenue dans la surface élémentaire sur laquelle ils s'appliquent (Bronstert, 1999). Cette question est définie sous le nom de « variabilité ou hétérogénéité sous-maille ».
Une manière de la traiter consiste à utiliser des méthodes statistiques (fonctions de distribution) pour la description sous-maille des processus (O'connell et Todini, 1996 ; Todini, 1996 ; Villeneuve et al., 1998). Ces méthodes consistent à faire varier les valeurs des paramètres autour de leur valeur moyenne, de façon à mieux approcher leur variabilité numérique sous-maille.
D'autres travaux s'intéressent à la compréhension du rôle de l'échelle de description des phénomènes sur le comportement des modèles (Binley et al., 1989a ; Binley et al., 1989b ; Bergström et Graham, 1998).
Certains auteurs suggèrent même l'existence de surfaces élémentaires de travail, dont la forme et la topographie seraient plus influentes sur le comportement du modèle, que la répartition spatiale sous-maille des variables qui gouvernent les processus (Cline et al., 1998a ; Wood et al., 1988 ; Bell et Moore, 1999). Cette proposition est cependant remise en question par Blöschl (1999), qui argue que l'échelle de modélisation dépend en fait de la résolution des données disponibles et de celle des résultats escomptés.

De récents travaux basés sur la théorie mathématique de la «logique floue» (fuzzy-logic), présentent une approche totalement différente en proposant de faire de la modélisation qualitative à l'aide de variables linguistiques (Bardossy et Disse, 1993 ; Hundecha et al., 2001). L'avantage de cette méthode étant qu'elle permet d'introduire dans les modèles des processus que l'approche physique des phénomènes ne peut pas décrire (Hundecha et al., 2001).
La discussion entre adeptes et détracteurs de la modélisation à base physique est loin d'être terminée.

Il est maintenant admis que les modèles sont d'incontournables outils de prévision face aux grands défis de notre époque que sont les changements climatiques et l'action de l'homme sur l'environnement.
Néanmoins, tous s'accordent pour affirmer que quel que soit le type de modèle utilisé, il est important de garder du recul quant à la validité et la précision des résultats qu'il fournissent, sous peine de valider des démarches et des concepts erronés ou bien de faire des prévisions mal fondées (Beven, 1989 ; Beven et Binley, 1992 ; Smith et al., 1994 ; O'connell et Todini, 1996 ; Kundzewicz, 1997 ; Sasseville et de Marsily, 1998 ; de Marsily, 2000).

I.2.4 La construction d'un modèle : étapes et précautions

Refsgaard (1997), décrit de manière graphique et synthétique (Figure I-5), ce qui peut être considéré comme une vision moderne des différentes étapes d'un protocole de modélisation.

I.2.4.1 CONSTRUCTION DU MODELE

Après avoir défini l'objectif pour lequel on souhaite utiliser le modèle, il faut choisir le type d'approche qui soit le plus en adéquation avec cet objectif. Ce choix sera dicté par le contexte du travail, le type, la quantité et la qualité des observations de terrain dont on dispose et enfin la qualité des résultats que l'on peut en attendre.

Le développement des outils numériques et les exigences de capacité de calcul propres aux modèles font que quel que soit le choix de l'approche de modélisation choisie, il est nécessaire d'écrire le modèle en langage de programmation ou d'utiliser un programme ou logiciel existant. Dans le cas où l'on doit soi-même écrire le code (suite d'instructions qui permettent de faire les calculs), il faudra suivre les étapes propres au développement de tout programme informatique, dont il est inutile ici d'énumérer les nombreux et fastidieux détails.

Une fois le code écrit, il faut procéder à la construction du modèle au sens utilitaire du terme, c'est à dire à l'assemblage des programmes et outils qui permettent de lire les données d'entrée (précipitations, météorologie, caractéristiques du bassin, valeurs des paramètres,….) et de faire tous les calculs nécessaires pour obtenir finalement un résultat qui se présente sous une forme pratique, par exemple un graphique de l'hydrogramme simulé.

Une fois que «l'outil» est prêt, il faut réfléchir à la façon dont on va juger de la qualité du résultat. Il est évident qu'un graphique sur lequel on peut comparer visuellement les observations au résultat de la simulation, est nécessaire mais non suffisant. En effet, il nous faut aussi pouvoir comparer entre eux les résultats des simulations obtenus en faisant, par exemple, varier les paramètres.

Pour cela ont été mis au point différents « critères de performance» du modèle. Ils peuvent être simples (rapport des volumes d'eau simulés et observés), ou faire l'objet de calculs en général inspirés par des méthodes statistiques visant à normaliser la comparaison entre le résultat de la simulation et les observations.

Cette normalisation permet de qualifier une simulation donnée, en fonction de l'écart entre la valeur du critère correspondant à la simulation et la valeur optimale du critère. On peut trouver des descriptions détaillées de ces critères dans les travaux de Nash et Sutcliffe (1970) ; (Beven et Binley, 1992 ; Franchini et al., 1996b ; Siebert, 1999).

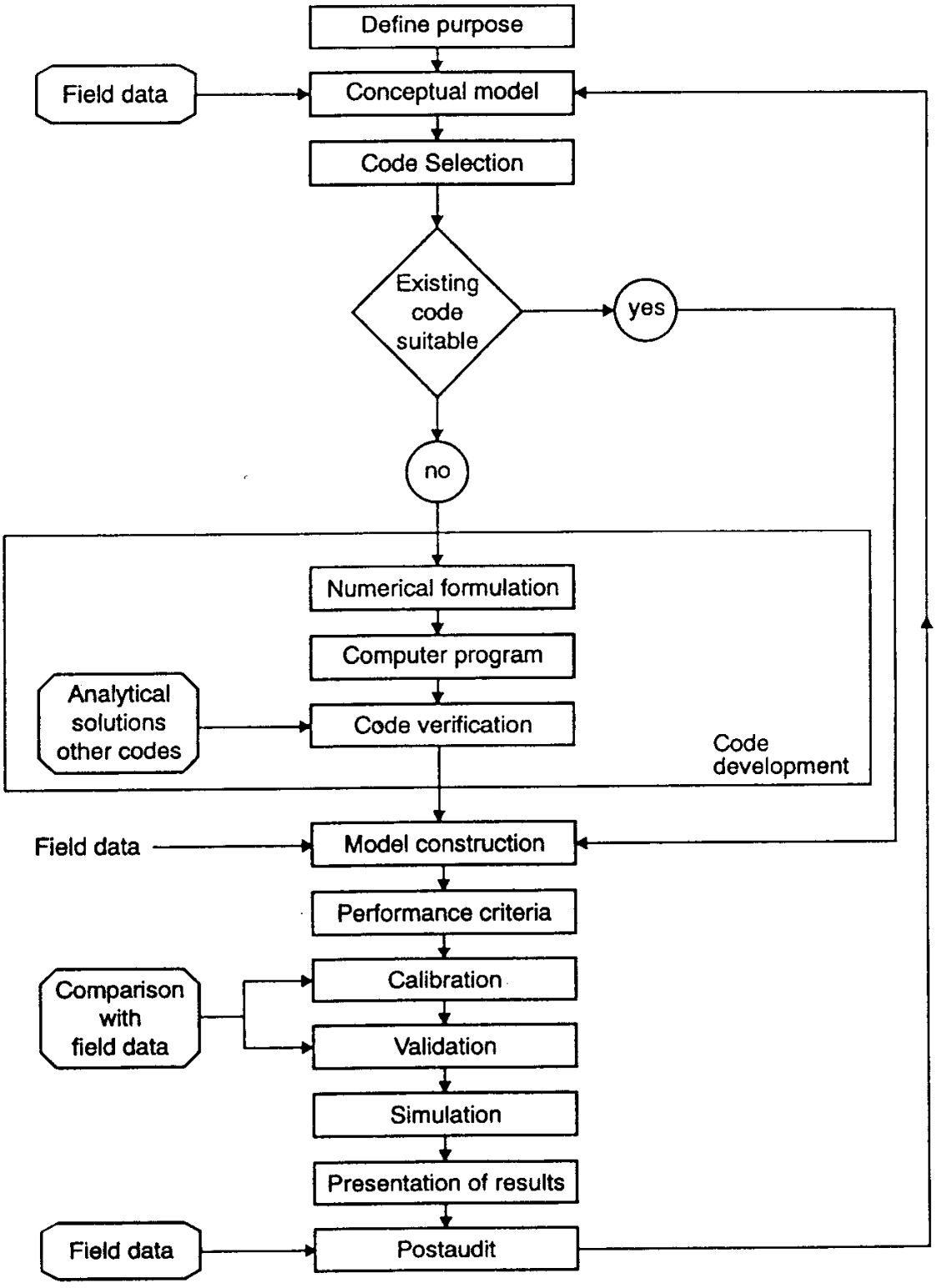


Figure I-5: Protocole de modélisation selon Refsgaard (1997)

I.2.4.2 CALIBRATION

Nous avons maintenant tous les outils nécessaires au passage à l'étape de calibration du modèle. C'est au cours de cette étape qu'est déterminée la valeur des paramètres dépendant du contexte étudié.
Le choix se portera sur les valeurs des paramètres pour lesquelles la performance du modèle, matérialisée par la valeur du critère choisi, est optimale. Plus le nombre de paramètres à caler est important, plus l'opération est compliquée. De plus, quand on a plusieurs paramètres à caler, il existe la possibilité d'obtenir plusieurs optimums lors du calcul des critères des performance correspondant à des jeux de valeurs de paramètres différents.
Ainsi, le fait de définir un intervalle de valeurs acceptables pour ces paramètres ne garantit pas que la meilleure simulation corresponde à une valeur unique de chacun de ces paramètres.

Ce phénomène, fréquent sujet de discussion des modèles, a été caractérisé par Beven (1993) à l'aide de la notion « d'équifinalité », qui remet en cause la notion d'unicité des paramètres caractéristiques du bassin étudié.
Des méthodes, basées sur un choix aléatoire des valeurs des paramètres, (essai-erreur (Klemes, 1986a ; Beven et Binley, 1992), Monte Carlo (Uhlenbrook et al., 1999), sont proposées dans la littérature pour estimer l'ensemble des solutions possibles.
Etant donné le problème de la représentativité d'un paramètre au regard de l'hétérogénéité sous-maille, discuté plus haut, Beven et Binley (1992) proposent, dans le cas où l'on trouve plusieurs optimums, de calculer l'incertitude sur la qualité des simulations (en fonction de la précision des mesures par exemple), associée à chacun d'entre eux.

I.2.4.3 VALIDATION

Lorsque les valeurs optimales des paramètres ont été déterminées, il reste au modélisateur à prouver que son modèle décrit bien les processus en jeu dans le bassin étudié.
Ceci est réalisé au cours de l'étape de «validation» du modèle. Elle consiste à tester le modèle avec les paramètres calés, sur une période différente ou dans des contextes différents et comparer le résultat de la simulation aux observations.

Les modèles sont loin de pouvoir décrire la réalité dans sa totalité. L'hétérogénéité sous-maille, la difficulté des mesures des variables d'entrée et des paramètres du modèle et enfin la difficile intégration de l'ensemble des processus naturels au sein du bassin versant font qu'une concordance parfaite entre les données terrain et les résultats de simulation n'est jamais observée. Cela revient à dire que c'est au modélisateur de décider quels écarts avec la réalité il tolère pour les résultats de sa simulation.
Néanmoins, il ne faut pas perdre de vue que le modèle a été développé dans un but précis et qu'il est important de mettre en évidence ses lacunes de façon à mieux cerner les problèmes qui restent à résoudre..

Ainsi, l'utilisateur d'un modèle doit être conscient des limites de l'outil qu'il utilise et des incertitudes qui sont associées aux résultats que le modèle lui fournit.
Il existe différentes méthodes de validation qu'on peut classer par ordre d'exigence vis à vis du modèle. (Klemes, 1986a ; Ewen et Parkin, 1996 ; Refsgaard, 1997). De façon générale ces méthodes englobent l'étape de calibration et de validation dans la mesure où la qualité d'une validation dépend fortement de la méthode de calibration du modèle.

Il est bien évident qu'un modèle qui a été calibré sur une année, risque d'être validé plus difficilement qu'un modèle calibré sur une vingtaine d'années.

On trouve :

a) la méthode la plus simple qui consiste à diviser la période de mesures disponible en deux parties pas forcément égales. La première partie sert à calibrer le modèle et la seconde à tester le modèle calibré. Cette méthode, appelée «*simple split-sample test*» est la plus utilisée.

b) la méthode appelée «*differential split-sample test*» qui consiste aussi à diviser la période de mesures disponibles en deux, mais cette fois-ci en fonction d'un critère comme l'intensité de précipitation, de façon à tester la capacité du modèle à reproduire les observations dans un contexte climatique différent de celui sur lequel il a été calibré.
On peut par exemple calibrer le modèle pour une saison des pluies déficitaire et le valider sur une saison des pluies excédentaire.

Ces deux méthodes permettent de tester le modèle sur le bassin versant sur lequel il a été calibré. Il est possible de les combiner avec les données d'un autre bassin versant lorsqu'elles sont disponibles.

c) La méthode «*proxy-catchment*» consiste ainsi à calibrer le modèle sur un bassin versant et à le valider sur un autre pour la même période de mesure.
d) La méthode «*differential proxy-catchment*» est encore plus exigeante puisqu'elle teste le modèle dans un bassin et des conditions différentes de celles avec lesquelles le modèle a été calibré.

Les méthodes «simple split-sample» sont généralement utilisées lorsque l'on veut utiliser le modèle sur des bassins qui risquent peu d'être modifiés. Les méthodes différentielles ont été présentées comme valables lorsque l'objectif est de prédire l'impact des changements climatiques. Or, il a été prouvé que des variations climatiques importantes n'ont pas toujours eu un impact visible sur le régime hydrologique d'un bassin (Ewen et Parkin, 1996). Ainsi, les méthodes «simple split-sample» et «proxy-catchment» sont celles qui sont généralement utilisées.

Dans tout ce qui précède, nous avons implicitement fait référence aux données de débit pour la comparaison des résultats des simulations avec les observations. En effet, dans le cadre de la modélisation pluie-débit, ce sont généralement les seules données dont on dispose.
Néanmoins, les écoulements à l'exutoire sont des variables intégratrices des différents processus qui interviennent dans le bassin. Un modèle qui est validé uniquement en comparant les débits simulés aux débits observés, ne simule pas forcément correctement tous les processus qu'il prend en compte.
Ainsi il est recommandé, lorsque l'on dispose des données nécessaires (comme par exemple des mesures d'humidité du sol ou bien les niveaux de la nappe) de les utiliser pour valider aussi la modélisation des processus intermédiaires si la connaissance et la bonne simulation de ceux-ci fait partie des objectifs (Beven, 1996 ; Refsgaard, 1997).

I.2.5 La modélisation en milieu de montagne

« La simulation des processus hydrologiques en milieu de montagne, requiert de considérer avec précaution la distribution spatiale complexe des variables météorologiques, de la topographie et des caractéristiques des états de surface » (Gurtz et al., 1999 – pp. 2767).
L'interaction entre la grande diversité des processus de la production d'écoulement (précipitation, interception par la végétation, évaporation, sublimation, transpiration, fonte, infiltration, ruissellement, écoulement souterrain), est compliquée par l'influence des caractéristiques du milieu de montagne reliées à l'altitude et à la topographie.

I.2.5.1 CARACTERISTIQUES DU MILIEU ET MODELISATION

I.2.5.1.1 Altitude et topographie

La météorologie de montagne varie de façon importante en fonction de l'altitude. Lorsque cette dernière augmente, la température et la pression atmosphérique diminuent et le rayonnement solaire augmente. Ainsi, les différences de température et de rayonnement entre le haut et le bas d'un versant, peuvent par exemple provoquer l'apparition d'un vent descendant (catabatique) ou bien ascendant (anabatique), qui influencera les processus d'évaporation (Barry, 1992).

L'altitude provoque aussi l'apparition de neige et de glace qui affectent la dynamique hydrologique du bassin versant. La présence de neige et glace sur le sol limite en particulier l'infiltration de l'eau, retarde les écoulements, entrave les relations sol-atmosphère et fait intervenir des processus spécifiques tels que la sublimation et la fonte. Ceux-ci sont également soumis à des variations avec l'altitude.
Il arrive, par exemple, que la neige qui fond et donc provoque un écoulement à une altitude donnée, disparaisse par sublimation sans provoquer d'écoulement à une altitude plus élevée (Wagnon et al., 1999b).

Le régime saisonnier des écoulements dans un bassin nival ou glaciaire est différent de celui que l'on observe sur un bassin où l'alimentation est strictement pluviale. L'alimentation glaciaire et nivale provoque une forte dynamique journalière des écoulements, contrôlée par la fonte des glaces et de la neige due au réchauffement au cours de la journée. Elle provoque aussi une dynamique saisonnière qui est fonction de la latitude.

Dans les Alpes, l'hiver correspond à la période d'accumulation au cours de laquelle l'écoulement de fonte des glaciers est minimal. L'été, le glacier fond et alimente abondamment les cours d'eau, c'est la période d'ablation.

Dans les Andes tropicales, les périodes d'accumulation et d'ablation maximales coïncident.
Au cours de la saison sèche et froide de l'hiver austral, la fonte des glaciers est minimale, conservant ainsi un débit faible dans les cours d'eau. La saison des pluies, qui intervient en été, coïncide avec la saison chaude. Le rayonnement au sommet de l'atmosphère est à son maximum d'intensité. Par conséquent cette saison est celle où les glaciers stockent de la neige dans leur partie supérieure grâce aux précipitations et perdent de la glace dans leur partie inférieure à cause de la fonte importante.
Les cours d'eau alimentés par l'eau de pluie reçoivent alors un apport supplémentaire en provenance des glaciers. (Francou et al., 1995 ; Ribstein et al., 1995a).

La topographie perturbe localement les mécanismes de grande échelle. Elle est responsable de variations locales des précipitations, de l'humidité et des vents. Elle régit la répartition spatiale des précipitations, pouvant conduire à des différences de pluviométrie entre les fonds de vallées et les crêtes (Wohl, 2000).

L'exposition, qui est une caractéristique liée à la topographie, exerce elle aussi une influence sur les processus. Les versants opposés d'un bassin n'ont pas la même exposition au vent et au soleil, ce qui fait qu'ils n'ont pas le même ensoleillement, donc pas la même végétation.
De plus, suivant la direction du vent dominant, un versant abrité (versant sous le vent) connaîtra d'importantes accumulations neigeuses (Durand et al., 2000), alors que sur un versant au vent la neige sera balayée (Flerchinger et Cooley, 2000).

Nous voyons donc que les interactions entre altitude, topographie, exposition et processus hydrologiques sont complexes en contexte de montagne.

I.2.5.1.2 La modélisation

Les modèles hydrologiques de montagne sont en général des assemblages de schémas conceptuels ou à base physique, qui simulent le fonctionnement des processus que l'on rencontre en milieu de montagne et que l'on relie entre eux de façon à simuler les interactions entre ces processus (Klemes, 1990).

I.2.5.1.2.1 Les méthodes et les processus modélisés

La plupart des travaux de modélisation hydrologique en montagne tournent autour de la compréhension de la dynamique neigeuse et glaciaire ou de ses interactions avec le milieu.
Quelques travaux cependant, permettent d'analyser l'effet sur les écoulements des pentes des versants (Stagnitti et al., 1992 ; Wigmosta et al., 1994 ; Bronstert, 1999), des précipitations occultes, qui sont des volumes d'eau captée par les reliefs et la végétation lors du passage des nuages (Lovett et al., 1997) ou bien du type de surface concernée (par exemple des rochers) (Gurtz et al., 1999).

- Les modèles conceptuels

Divers modèles empiriques et conceptuels de fonte du manteau neigeux ont été développés ces 30 dernières années, qui utilisent essentiellement la précipitation et la température (Martinec, 1975 ; Gupta et al., 1982 ; Martinec et Rango, 1986 ; Babiakova et al., 1990 ; Braun et Renner, 1992 ; Hottelet et al., 1994 ; Bell et Moore, 1999 ; Gurtz et al., 1999 ; Schaper et al., 1999).
Ils sont intéressants à cause de leur simplicité d'utilisation, notamment pour déterminer facilement l'apport au bassin versant de l'eau provenant de la fonte des neiges (Sommerfeld et al., 1990).

Néanmoins, il a été démontré qu'ils sont inefficaces dans les conditions extrêmes (Blöschl et al., 1990 ; Cline et al., 1998a) et que leurs paramètres n'ont pas de sens physique (Blöschl et Kirnbauer, 1992 ; Blöschl et Kirnbauer, 1992 ; Braun et Renner, 1992), ce qui est, comme nous l'avons vu plus haut, la caractéristique principale des modèles empiriques et conceptuels.

- Les modèles à base physique

Des modèles à base physique capables de reproduire ponctuellement le fonctionnement de la neige (Obled et Rosse, 1977 ; Marks et al., 1999), ont été développés.
Ils se basent sur la résolution du bilan d'énergie du manteau neigeux, en prenant en compte les rayonnements solaires et atmosphériques incidents et réfléchis, les flux de chaleur sensible et latente entre le manteau neigeux et l'atmosphère et, dans un moindre mesure, le flux de chaleur d'origine terrestre et la chaleur apportée par la précipitation (Barry, 1992 ; Plüss et Mazzoni, 1994 ; Cline et al., 1998a).

Toutefois le problème de l'extrapolation de ces modèles ponctuels vers la totalité du manteau neigeux, puis du bassin versant s'est rapidement posé (Kirnbauer et al., 1994).
Ainsi, se développèrent les modèles distribués à base physique qui sont, soit exclusivement des modèles de la dynamique du manteau neigeux que l'on peut coupler à des modèles hydrologiques (Flerchinger et al., 1996 ; Cline et al., 1998b ; Tuteja et Cunnane, 1999 ; Williams et Taborton, 1999), soit des modèles qui intègrent une composante neigeuse dans les différents états de l'eau dans le bassin (Wigmosta et al., 1994 ; Hartman et al., 1999 ; Marks et al., 1999 ; Wanchang et al., 2000).

Ces derniers sont plus rares et surtout moins précis car ils ne prennent pas forcément en compte l'ensemble des facteurs qui influent sur l'écoulement à l'échelle du bassin versant.

En particulier, la modélisation distribuée de la dynamique du manteau neigeux doit intégrer:
- l'effet du vent sur le transport de la neige, (Hartman et al., 1999 ; Durand et al., 2000),
- l'effet des avalanches et autres déplacements brutaux de neige (Blöschl et al., 1991 ; Blöschl et Kirnbauer, 1992),
- l'interception des précipitations neigeuses par la végétation, ainsi que l'effet du couvert forestier sur la dynamique de la fonte (Hedstrom et Pomeroy, 1998),
- l'impact des variations spatiales des flux d'énergie turbulents (advection) qui peuvent augmenter la fonte dans le cas d'un manteau neigeux morcelé et irrégulier (Marsh, 1999),
- la percolation et le regel de l'eau à l'intérieur du manteau, processus mal connus qui nécessitent une analyse en collaboration avec les disciplines de l'écoulement en milieu poreux.(Marsh, 1999)
- la présence de glaciers (Fountain et Tangborn, 1985 ; Richards et al., 1996 ; Wagnon et al., 1999b).

Il existe une grande variété de travaux sur ces thèmes dont on peut trouver une critique très intéressante dans Marks et al. (1999) et Marsh (1999). Une revue détaillée et très pédagogique sur la modélisation de la neige peut être aussi consultée dans Etchevers (2000). La principale difficulté rencontrée par les modélisateurs lorsqu'ils veulent les coupler à des modèles de fonte à l'échelle d'un manteau neigeux réside dans l'adaptation aux contextes montagneux. Celle ci requiert en effet l'utilisation de méthodes récentes (extrapolation statistique, observation aérienne et satellitaire) qui sont encore peu utilisées (Marsh, 1999).

Ces différents modèles à base physique ou quasi-physique rencontrent, en fonction de l'échelle à laquelle on les applique, les problèmes de validité et de représentativité des paramètres décrits lors des considération générales sur les modèles (Kirnbauer et al., 1994).

L'utilisation de méthodes d'imagerie spatiale ou aérienne permet une plus grande précision dans la mesure des états de la neige ainsi que des surfaces concernées. Celles-ci permettent une plus grande précision et par conséquent une opportunité d'améliorer le fonctionnement des modèles.
Par ailleurs, le développement des modèles généraux de circulation atmosphériques (GCM – General Circulation Models) permet de mieux définir la variabilité spatiale du forçage climatique qu'il est difficile d'extrapoler à partir de mesures ponctuelles au sol (Marsh, 1999). Le couplage de ces derniers aux modèles hydrologiques de montagne permet de travailler sur la représentation de la variabilité spatiale du forçage climatique (Leung et al., 1996).

En milieu tropical, il est rare de pouvoir considérer comme dans le contexte alpin, des manteaux neigeux importants du fait de l'intensité du forçage climatique. En effet, les chutes de neige et leur fonte sont des phénomènes fugaces qui dépassent rarement l'échelle journalière, en dessous d'une certaine altitude.
La modélisation de tels processus requiert donc de faire appel à des approches physiques des phénomènes de façon à pouvoir traiter la dynamique journalière des processus.

La prise en compte du contexte de montagne dans la modélisation se fait surtout sur la valeur des variables d'entrée du forçage atmosphérique (précipitations, températures, rayonnement solaire et atmosphérique, humidité de l'air, vitesse et direction du vent). De fait, il a été mis en évidence que les modèles de simulation des écoulements sont bien plus sensibles aux gradients de température et de précipitation en fonction de l'altitude, qu'au degré de sophistication du modèle (Charbonneau et al., 1981 ; Braun et al., 1994).
Il est rare de disposer de suffisamment d'appareils de mesure pour estimer la variabilité spatiale du forçage atmosphérique. Il faut donc faire des hypothèses quant à la façon dont les variables d'entrée du modèle vont varier avec l'altitude et la topographie.

I.2.5.2 L'OBSERVATION ET LA VARIABILITE SPATIALE DU FORÇAGE ATMOSPHERIQUE

La principale difficulté des sciences de la terre et en particulier de l'hydrologie tient à l'incertitude sous-jacente à la représentativité spatiale des observations de terrain. En montagne, cette difficulté est accrue de par l'hétérogénéité des caractéristiques physiques du milieu (pentes, topographie et orientation des versants).

I.2.5.2.1 Incertitudes sur les mesures des précipitations

L'incertitude sur la mesure de la pluie et de la neige en particulier fait l'objet de nombreuses études (Larson et Peck, 1974 ; Goodison et al., 1998 ; Yang et al., 1999 ; Yang et al., 2000 ; Chang et Flanery, 2001).

I.2.5.2.1.1 Perturbations causées par le vent

Le vent introduit des sous-estimations de la mesure des précipitations: il provoque une inclinaison de l'incidence des gouttes de pluie qui diminue la quantité d'eau captée par le pluviomètre et fait rebondir l'eau sur ses parois (Chang et Flanery, 2001) ; il donne lieu à l'apparition de turbulences causées par la forme de l'appareil lui-même qui perturbent l'incidence des précipitations (Yang et al., 1999).
Le vent n'est cependant pas la seule cause d'erreur. Un simple changement des protocoles de mesure (changement de la fréquence des relevés, déplacement du capteur) peut provoquer des erreurs difficiles à détecter si ces changements n'ont pas été signalés (Groisman et al., 1991).

Différents types de protections sont utilisés sur les pluviomètres pour se prémunir de l'effet du vent (Hanson et al., 1999). Des facteurs de correction ont été calculés en fonction des appareils utilisés (Yang et al., 1999 ; Yang et al., 2000 ; (Chang et Flanery, 2001). Toutefois l'observation des précipitations n'est pas soumise au même type d'erreur suivant qu'elles sont solides ou liquides. Des corrections plus importantes sont nécessaires pour les précipitations neigeuses, qui sont plus légères et donc plus sensibles au rôle perturbateur du vent (Larson et Peck, 1974 ; Kattelmann et Elder, 1991).

Dans les montagnes tropicales il a été démontré que les mesures faites dans le fond des vallées (qui ne sont pas forcément représentatives de ce qui se passe sur les versants), sous-estiment fortement (plus de 20% d'erreur) la précipitation régionale du fait des circulations atmosphériques régulières (Flohn, 1970).
Il est probable que ce phénomène se produise aussi sur notre site d'étude, car des remontées constantes de masses d'air ont lieu au cours de la journée à cause de sa situation géographique (Ribstein et al., 1995a).

I.2.5.2.1.2 Détermination de la phase des précipitations

La phase des précipitations (pluie/neige) est difficile à déterminer par la mesure.
Dans certains modèles, des valeurs seuils sont utilisées pour déterminer la part solide des précipitations. On considère qu'une précipitation donnée est neigeuse si la température de surface (2 m au dessus du sol) est supérieure à une température *seuil* dont la valeur dépend du contexte climatique (Bell et Moore, 1999 ; Leblanc, 2001).

Les rares travaux effectués sur la détermination de cette température ont mis en évidence la validité locale des résultats (Leblanc, 2001). Auer (1974) a déterminé à partir de 1000 observations de la température de surface sur le territoire américain, un intervalle de température de 5°C, à l'intérieur duquel on peut avoir des précipitations liquides ou bien solides.
Leblanc (2001) a réalisé le même type d'analyse sur le site de «La Plataforma» d'altitude 4750 m, situé au pied du point culminant de la vallée du Zongo, le Huayna Potosi.
A partir de mesures météorologiques et d'observations visuelles, il a déterminé une température *critique* de 4,5°C au dessus de laquelle les précipitations tombent exclusivement sous forme de pluie. De la même façon, en dessous de -2,5° C on n'observe plus de précipitations sous forme liquide et pour une température comprise entre [-2;-1[, on a une probabilité égale d'avoir de la pluie ou de la neige.

La taille des intervalles de température obtenus montre que cette variable climatique n'est certainement pas le seul facteur explicatif de la phase des précipitations. Il peut même arriver, suivant la latitude à laquelle on se trouve, qu'une augmentation de température se traduise par une augmentation des précipitations neigeuses (Davis et al., 1999). Certains auteurs tentent de ce fait d'étendre leur analyse à la prise en compte d'autres variables climatiques (Rohrer, 1989). L'impact de ce type de correction par rapport à d'autres comme celle du vent sur la pluie est encore mal connue (Yang et al., 1997).

I.2.5.2.2 Influence du milieu de montagne sur les observations

L'accessibilité des zones, ainsi que le coût des appareillages sophistiqués permettant de résister à des conditions climatiques rudes, sont des limitations importantes pour réaliser des mesures fiables. D'autres types d'incertitudes sont de ce fait liés aux erreurs de mesure et de représentativité des observations ponctuelles (Braun et Renner, 1992).

Le développement de techniques de mesure spatiales comme le radar, l'analyse de photos aériennes ou les méthodes de télédétection, représentent une alternative largement explorée à l'heure actuelle (Elder et al., 1998 ; Hartman et al., 1999 ; Schaper et al., 1999 ; Wanchang et al., 2000).
Mais elles sont tout de même limitées par la nécessité de pouvoir comparer leurs estimations à des « vérités terrain », qui restent difficiles à obtenir (Elder et al., 1998).
De plus, l'avancement technologique actuel ne permet pas encore d'avoir simultanément une bonne résolution spatiale et une grande fréquence temporelle d'observation, facteurs dont la conjonction est nécessaire à l'étude des phénomènes localisés et fugaces comme ceux que nous avons mentionnés.

La mesure des paramètres climatologiques est donc une étape critique de l'étude hydrologique d'un bassin versant montagneux. Une grande précision sur ces mesures est cependant inutile si l'on ne mesure pas les débits à l'exutoire avec une précision au moins égale. La mesure des débits dans les torrents de montagne est aussi une étape délicate, à cause de la nature particulièrement hétérogène de lits des torrents de montagne (Bathurst, 1990).

Par conséquent, il convient de bien estimer l'effort de précision à fournir pour chaque mesure, en fonction des moyens et du temps disponibles, de façon à atteindre l'objectif recherché dans les meilleures conditions scientifiques.

I.2.5.2.3 La spatialisation des observations

La démarche de modélisation distribuée nécessite de renseigner le modèle sur la valeur des variables d'entrée (généralement les précipitations, température, humidité, rayonnement et vitesse du vent) sur chacune de ces mailles ou unités de calcul. Il faut donc passer des observations ponctuelles à une estimation de leur répartition spatiale. Cette démarche, appelée régionalisation ou spatialisation des observations, doit prendre en compte l'influence de l'altitude et de la topographie. Le développement d'outils et de méthodes qui permettent de calculer cette variabilité est donc d'une grande utilité pour la modélisation.

I.2.5.2.3.1 Spatialisation des précipitations

Différentes méthodes pour spatialiser la précipitation, basées sur des méthodes d'interpolation lorsque suffisamment de points de mesure sont disponibles (Ball et Luk K.C., 1998 ; Sen , 1998 ; Lynch, 2000), ont été mises au point. Malheureusement, elles sont difficilement applicables en zone de haute montagne, à cause du relief qui fait que deux stations très proches à vol d'oiseau, peuvent enregistrer des précipitations totalement différentes, si elles sont situées de part et d'autre d'une ligne de crête.

Des modèles de prévision de l'influence de l'orographie sur les pluies ont été développés (Panagoulia, 1995 ; Leung et Ghan, 1995 ; Andrieu et al., 1996 ; Wotling, 2000), mais tous ne tiennent pas compte du contexte climatique dont l'influence est parfois prépondérante (Givone et Meignien, 1990 ; Leung et Ghan, 1995).

Une étude de la sensibilité d'un modèle hydrologique à la prise en compte de la variabilité spatiale de la pluie a montré que cette dernière permet d'améliorer les hydrogrammes simulés.
Cependant, cette amélioration semble plutôt liée à une meilleure estimation des volumes d'eau précipités sur le bassin, qu'à une relation entre la variabilité spatiale et les processus de production d'écoulement (Obled et al., 1994). De fait, les effets multiples de la variabilité spatiale des précipitations ont tendance à être compensés dans les calculs, lors de la phase de calibration (Braun et Renner, 1992).

I.2.5.2.3.2 Spatialisation des autres variables climatiques

Les précipitations ne sont pas les seules variables climatiques pour la spatialisation desquelles on utilise des modèles. Des outils capables de calculer l'impact des pentes et des ombres portées par les reliefs, sur les valeurs effectives du forçage reçu par la surface (Cline et al., 1998b) ont été développés ces dernières années. Le système d'analyse SAFRAN (Braun et al., 1994 ; Etchevers et al., 1998) fournit les paramètres météorologiques de surface sur un maillage régulier pour la région des Alpes et du Jura.

Si on choisit de ne pas faire appel à de tels outils soit parce que leur utilisation peut s'avérer difficile, soit parce qu'ils ne sont pas disponibles sur notre région d'étude, on peut discrétiser le bassin par intervalles d'altitudes et spatialiser ainsi les forçages atmosphériques de façon simple.
Il suffit alors de calculer des gradients en fonction de l'altitude et de considérer homogènes les paramètres climatiques et les états de surface à l'intérieur de chaque tranche d'altitude (Blöschl et al., 1990 ; Hartman et al., 1999). Cette méthode est intéressante à utiliser dans un premier temps, lorsque l'on ne connaît pas, comme c'est le cas pour notre zone d'étude, les paramètres climatiques les plus influents sur les processus.
Une étude de sensibilité du modèle, réalisée en faisant des simulations pour des valeurs différentes de chacun de ces paramètres permet alors de déterminer ceux pour lesquels il est nécessaire de préciser la variabilité spatiale.

I.2.6 Les SVAT (schémas d'interaction sol-atmosphère)

I.2.6.1 L'INTERACTION A L'INTERFACE SOL-ATMOSPHERE

Située à l'interface entre l'atmosphère et le milieu continental, la couche superficielle du sol est le foyer d'échanges énergétiques complexes. L'importance de son influence sur la modélisation du climat et spécialement sur la simulation numérique de la couche atmosphérique qui est en contact avec elle a été abondamment soulignée (Noilhan et Planton, 1989 ; Boone, 2000).
Du point de vue de la modélisation hydrologique, la plupart des modèles sont confrontés à la difficulté de représenter les processus dans ce milieu (Wetzel et al., 1996 ; Koster et Milly, 1997 ; Habets et al., 1999a).

L'analyse de l'interaction entre le sol et l'atmosphère nécessite la compréhension de trois processus majeurs (Boone, 2000) :
1 - La partition du flux de l'ensemble du rayonnement visible et infrarouge incident qui traverse l'atmosphère après absorption et réflexion et qui arrive jusqu'à la surface, en rayonnement restitué à l'atmosphère (réflexion et flux d'énergie tellurique) et rayonnement net qui sera transformé en flux turbulents ou de conduction.
2 - Les frottements provoqués par la topographie et la végétation, qui vont influer sur la valeur des flux de chaleur sensible et latente
3 - L'évolution du contenu en eau du sol qui contrôle les flux de chaleur latente et sensible mais aussi l'évapotranspiration.

I.2.6.2 DEFINITION DES SVAT

L'étude de ces processus dans les analyses climatiques et météorologiques a donc nécessité la prise en compte des bilans d'énergie au niveau du sol. Celle-ci s'est traduite par le développement de schémas de surface, communément appelés SVAT (Soil Vegetation Atmosphere Transfer – TSVA en français), qui sont généralement unidimensionnels et couplent des équations différentielles non-linéaires (Shao et Henderson-Sellers, 1996 ; Boone, 2000).
Ils permettent de simuler un phénomène à différentes échelles, de la parcelle à la maille des modèles de circulation générale (MCG) (Durand et al., 2000).

Les SVAT ont pour ambition de décrire les processus au niveau des interfaces (sol-atmosphère ; sol-végétation ; végétation-atmosphère ; sol-roche mère, etc...). Cette description consiste à « paramétriser », c'est à dire à caractériser les processus à l'aide de paramètres, qui une fois introduits dans les équations mathématiques, permettent de décrire la dynamique des grands flux du système sol-végétation-atmosphère (évapotranspiration, infiltration, drainage, ruissellement). Le nombre de paramètres utilisés varie en fonction de l'approche plus ou moins physique qui est adoptée pour la description des phénomènes.

Le système d'équations qu'utilise un SVAT est généralement établi à partir des équations de base suivantes (Shao et Henderson-Sellers, 1996) :

Equation de conservation de l'énergie :

I-2
$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{1}{C}\frac{\partial G}{\partial z}$$

avec θ la température du sol, C la capacité de chaleur volumétrique du sol, G le flux de chaleur vertical qui obéit à un simple gradient de flux vertical.

Equation de conservation de la masse (d'eau) :

I-3 $$\frac{\partial w}{\partial t} = -\frac{1}{\rho w}\frac{\partial Q}{\partial z} + Sw$$

avec w le contenu en eau volumétrique du sol, ρ_w la densité de l'eau, S_w un terme puits, Q le flux vertical de l'eau dans le sol qui obéit à la loi de Darcy.

De ce point de vue « un schéma de surface (SVAT) se définit comme un algorithme qui permet de résoudre ce système pour une configuration particulière des couches de sol » (Shao et Henderson-Sellers, 1996).
Les SVAT sont donc des modèles qui permettent de simuler l'évolution de la température du sol et de sa teneur en eau, lesquels ont une grande influence sur la dynamique de la couche limite atmosphérique.

Il existe une grande variété de schémas de surface (BATS, BEST, BGS, CLASS, CSIRO, ISBA, PLACE, SECHIBA, SISPAT, SSIB, VIC..) dont nous ne citons ici qu'un nombre limité d'entre eux parmi les plus connus. On peut trouver les références de la plupart d'entre eux dans Henderson-Sellers et al. (1993), Shao et Henderson-Sellers (1996), Chen et al. (1997), Koster et Milly (1997).

I.2.6.3 COMPARAISON DES SVAT : LE PROGRAMME PILPS

Des études de sensibilité des modèles de circulation générale (GCM) aux conditions énergétiques de la surface du sol ont montré que des améliorations importantes pouvaient leur être apportées, en améliorant les schémas d'interaction sol-atmosphère (SVAT).
Le projet PILPS, (Project for Intercomparison of Land-Surface Parameterization Schemes (Henderson-Sellers et al., 1993) a donc été mis en place pour comparer les schémas de surface existants, expliquer leurs différences de comportement et améliorer la compréhension des processus aux interfaces.

I.2.6.3.1 Historique et résultats

PILPS est un programme qui a démarré en 1992 à l'initiative du Programme Mondial de Recherche sur le Climat (WCRP - *World Climate Research Programme*) dans le cadre de GEWEX (*Global Energy and Water Cycle Experiment*) et du *Working Group on Numerical Experimentation*.

Durant la première phase, (Pitman, 1993) , il a été fourni aux modélisateurs un jeu de données physiques qui caractérisait un type de sol et de végétation donnés et une année de forçage atmosphérique calculé par un modèle atmosphérique global, (GCM) pour deux types de milieu, forêt tropicale et prairie herbeuse. (Koster et Milly, 1997). Le résultat de cette première phase a permis de constater qu'il y avait de grandes différences entre les bilans effectués par les différents schémas. (Pitman, 1993).

On a choisi alors de tester des jeux de données réelles à l'échelle locale pour se rapprocher de la compréhension fine des processus.
Différentes comparaisons, utilisant des jeux de données différents ont alors eu lieu, lors des phases suivantes :

- **2a :** sur le site de Cabauw (Pays-Bas), (Chen et al., 1997) ;
- **2b :** avec le jeu de données HAPEX-MOBILHY (Goutorbe et al., 1989), sur le site de Caumont, (France) (Shao et Henderson-Sellers, 1996) ;
- **2c :** sur le bassin versant de l'Arkansas (USA), sur un degré carré (110 Km²), avec un jeu de données disponible à grande et moyenne échelle (Wood, 1998).
- **2d :** à Valdai (Russie) autour des processus en présence d'un manteau neigeux (Schlosser et al., 2000)

Lors de la première phase, (Pitman et al, 1993), les différences observées dans les variables simulées étaient dues en grande partie au fait que certains bilans n'étaient pas satisfaits.

Pour la phase 2a , une série de tests visant à homogénéiser les simulations ont donc été mis en place, avant de comparer les résultats. Cette première série de tests a contribué à écarter de l'analyse un certain nombre de schémas (Chen et al, 1997).
Les phases suivantes ont donné lieu à des analyses à différents niveaux de la construction des schémas. Ces analyses ont mis en évidence le manque de sites suffisamment bien équipés pour fournir des informations précises sur chacun des sous-processus paramétrisés dans les modèles. (Wetzel et al., 1996).

I.2.6.3.2 Apports

Les expériences faites dans le cadre de PILPS ont permis d'obtenir des résultats intéressants :
- la nécessité de prendre en compte le rôle de la végétation dans les échanges de surface,
- les différences importantes des évolutions diurnes ou annuelles de certains flux et ce malgré des forçages identiques et des bilans similaires,
- des sensibilités différentes aux conditions initiales et des temps différents de mise à l'équilibre,…etc.

On ne peut donc pas encore, dégager de ces études un schéma de surface optimal. Toutefois, elles ont permis à chacun d'entre eux d'améliorer leurs paramétrisations (Shao et Henderson-Sellers, 1996), ce qui constitue en soi un aspect très positif.
De plus, elles fournissent de nombreux exemples de paramétrisations physiques utilisées pour caractériser les sols et la végétation. Elles constituent de ce fait une information précieuse, lorsque l'on cherche à utiliser l'un de ces schémas de surface, sur un site où l'on ne dispose pas de toutes les données nécessaires, ce qui à certains égards est le cas de notre étude.

I.2.6.4 INTERET DES SVAT EN MODELISATION HYDROLOGIQUE

I.2.6.4.1 Intérêt par rapport aux autres types de modèles

Nous avons vu plus haut qu'une des critiques les plus importantes faite aux modèles est qu'ils ne fournissent pas toujours l'assurance que les processus hydrologiques internes du bassin versant sont bien simulés.
Comme des approches différentes peuvent conduire à des résultats de qualité similaire en terme de débits à l'exutoire, il est nécessaire de valider aussi la simulation de la dynamique des variables intermédiaires comme le niveau de la nappe ou l'humidité du sol (Beven, 1996). En effet, les processus comme l'évaporation ou l'infiltration ne sont pas directement mis en évidence par l'analyse de la courbe des débits à l'exutoire. Cette démarche visant à améliorer la précision des modèles est relativement récente et pas toujours réalisable, à cause de l'absence de données nécessaires dont l'acquisition n'est pas forcément aisée, notamment en contexte de montagne.

Les SVAT sont en général validés avant leur introduction dans les modèles climatiques globaux. On parle alors de simulation en mode «stand-alone». Des observations sur des variables comme le rayonnement net, l'évapotranspiration, les flux de chaleur sensible, servent à valider les formulations des processus qu'ils proposent (Yang et al., 1997).

Parallèlement, des programmes de comparaison, comme le programme PILPS entre les différents schémas de surface existants, ont été menés dans différents contextes. Bien que cette démarche n'ait pas encore permis de déterminer «la meilleure» paramétrisation de l'interface sol-atmosphère, (Koster et Milly, 1997), elle a permis de tester sur un grand nombre de situations, des représentations des processus qui font partie de la chaîne de transformation de la pluie en débit.

I.2.6.4.2 Intérêt par rapport à notre étude

L'objectif de ce travail de thèse est de simuler la production d'écoulement dans un contexte de très haute montagne tropicale. Ceci implique que nous allons travailler dans des conditions extrêmes du point de vue de la météorologie (notamment en ce qui concerne le rayonnement et la pression atmosphérique) et qu'il faudra prendre en compte la présence de neige et de glace.

La question du choix du type de modèle à utiliser se pose alors en fonction des critères suivants:
- Il doit être à base physique ou quasi physique de façon à prendre explicitement en compte le contexte météorologique et géomorphologique.
- Il doit prendre en compte l'altitude et la topographie, caractéristiques principales de milieu de montagne.
- Il doit nous permettre de simuler la fonte du manteau neigeux

Nous avons vu que les SVAT permettent de prendre en compte l'impact des variables météorologiques sur les processus simulés. Les utiliser pour simuler la production d'écoulement sur notre zone d'étude nous permettrait d'intégrer ses caractéristiques météorologiques spécifiques dans la simulation.
De plus, leur paramétrisation du bilan d'énergie pouvant être considérée comme robuste, ils nous permettent de valider la partie « énergétique » de la production d'écoulement qui n'est traitée avec précision en hydrologie que par les modèles à base physique comme le modèle SHE (Abbott et al., 1986a).
Ces derniers se focalisant surtout sur la validation de leurs débits simulés à l'exutoire ou de l'évolution de la nappe ou de l'humidité du sol, donnent tout de même moins de garanties qu'un SVAT en ce qui concerne la résolution du bilan d'énergie et sont souvent difficiles à exploiter à cause de leur exigence en qualité, résolution et nombre de données d'entrée (Ambroise, 1998).

L'utilisation d'un SVAT nous permettrait aussi de prendre en compte les variations de la météorologie avec la topographie dans la mesure où il gère les intéractions entre le sol et l'atmosphère suivant l'axe vertical. On peut donc l'appliquer en différents points du bassin et à des altitudes différentes en calculant à chaque fois un forçage météorologique spécifique à sa position et son altitude.

Enfin, utiliser un SVAT qui possède un module de fonte du manteau neigeux intégré dans la paramétrisation du bilan d'énergie à la surface du sol permet de prendre en compte les transferts énergétiques entre la surface et le manteau neigeux, ce qui ne serait pas le cas si on utilisait un module de fonte isolé.

Des exemples d'utilisation de schémas de surface pour simuler la production d'écoulement existent dans la littérature : Le modèle hydrologique ARNO (Todini, 1996) a été utilisé comme SVAT (Rowntree et Lean, 1994 ; Polcher et al., 1996) et ISBA (Noilhan et Planton, 1989) a été couplé à MODCOU (modèle hydrologique qui gère le transfert souterrain et superficiel de l'eau produite sur chaque maille jusqu'à l'exutoire), pour simuler les débits des bassins versants de l'Adour et du Rhône (Habets et al., 1999b).

I.3 MODELISATION HYDROLOGIQUE DANS LA VALLEE DU ZONGO

I.3.1 Un SVAT disponible: ISBA

Le schéma de surface ISBA - Interaction Sol Biosphère Atmosphère - (Noilhan et Planton, 1989 ; Noilhan et Mahfouf, 1996) a été développé au Centre National de la Recherche Météorologique (CNRM), à Toulouse, pour les modèles météorologiques de moyenne et grande échelle. Ce schéma est actuellement utilisé dans ARPEGE, le modèle opérationnel de prévision météorologique de Météo-France. Il intègre la plupart des processus physiques qui contrôlent l'interaction entre la surface et l'atmosphère, ainsi qu'une paramétrisation de la dynamique neigeuse et végétale.

Son principe repose sur une représentation détaillée des processus dans le but de pouvoir l'utiliser de façon opérationnelle. Cette approche correspond aux directions de travail établies par l'unité de recherche GREATICE de l'IRD. De plus, les auteurs du schéma ont jugé intéressant de tester leur outil dans un environnement de montagne tropicale afin d'étudier son comportement dans des conditions météorologiques originales.

Par ailleurs, ISBA présente un bon compromis entre une approche physique des processus et une relative facilité de mise en œuvre, qui sur le plan opérationnel est d'une importance capitale.
Les études de comparaison des SVAT (PILPS, cf. III.1.1) ont montré qu'ISBA se trouve parmi les schémas qui donnent les meilleurs résultats. Intégrée dans les comparaisons dès les premières études, sa construction a été maintes fois confrontée aux observations, ce qui indique que la paramétrisation des processus intermédiaires de la production d'écoulement qu'il propose est robuste. De plus, il prend en compte l'influence du bilan radiatif sur les processus hydrologiques et possède un module de fonte de neige, ce qui est une nécessité dans le contexte géographique de notre étude.

Il représente de ce fait un modèle de production d'écoulement qu'il est intéressant de tester dans le contexte tropical andin.

I.3.2 Le couplage avec la gestion de l'eau dans la vallée

L'objectif du travail de modélisation dans cette vallée représente pour nous une double problématique :

- D'une part, il s'agit de simuler correctement le fonctionnement naturel des écoulements dans une vallée de haute montagne tropicale, à l'aide d'un schéma de surface.
  Nous allons pour cela travailler sur des petits bassins de tête de vallée qui ne contiennent pas d'aménagements perturbateurs des écoulements.
- D'autre part, il nous faut prendre en compte la présence des aménagements et intégrer leur mode de gestion dans la modélisation hydrologique.

Le volet «hydrologie de haute montagne» du programme de recherche GREATICE s'est intéressé à la vallée du Zongo dans la mesure où l'eau produite par la fonte des neiges et des glaciers est utilisée à des fins opérationnelles. L'objectif est d'étudier le fonctionnement hydrologique de la vallée en intégrant les différents usages de l'eau.

I.3.2.1 IMPORTANCE DE LA GESTION DE L'EAU DANS LA VALLEE DU ZONGO

La ressource en eau d'origine glaciaire et nivale de la zone représente un enjeu considérable pour la population de La Paz, capitale de la Bolivie. En effet, elle est utilisée pour l'alimentation en énergie

électrique de la ville, assurée par l'entreprise COBEE (Compagnie Bolivienne d'Energie Electrique). Cette dernière gère la ressource disponible dans la vallée du Zongo au moyen d'aménagements hydrauliques de rétention, de stockage et de canalisation de l'eau.

La connaissance de la dynamique saisonnière des écoulements est donc précieuse pour l'opérateur qui cherche à améliorer sa gestion de la ressource, dans le but d'optimiser la production électrique.

I.3.2.2 LA STRATEGIE DE GESTION

Les premières études réalisés dans le cadre du programme de recherche NGT (1991-2000) sur la gestion de l'eau dans la vallée du Zongo ont tenté de déterminer l'influence exercée par les aménagements sur les écoulements. Au cours de leurs stages de fin d'étude et de DEA, Reinhardt (1997) puis Caballero (1998) ont étudié de quelle manière les opérateurs de la Cobee utilisaient l'eau de la vallée pour produire de l'énergie électrique.

Profitant des fortes pentes existantes, ils canalisent l'eau de manière à la faire circuler par les usines placées en cascade les unes à la suite des autres, de haut en bas de la vallée.
Leur gestion de l'eau basée sur de nombreuses années d'expérience, consiste à la stocker dans des retenues en saison des pluies et à la relâcher ensuite pendant la saison sèche. Les études menées ont mis en évidence que leur stratégie de gestion est efficace, mais qu'elle pourrait être améliorée par la connaissance des volumes d'eau mis en jeu, notamment d'origine pluvio-nivale.

I.3.2.3 LA METHODE DE COUPLAGE ET DE MODELISATION

La prise en compte des aménagements hydrauliques nécessite de travailler avec des variables d'état pour le stockage de l'eau et des flux canalisés. Nous avons choisi pour cela d'utiliser dans les études préliminaires l'outil commercial Vensim® qui est un langage de simulation convivial et performant (Caballero, 1998). L'intégration des volumes produits par ISBA dans le schéma hydraulique de la vallée construit à l'aide de Vensim® permettra de valider ce schéma et de l'utiliser pour des études prospectives dans la vallée.

Le pas de temps de modélisation adopté est le pas de temps journalier. Ce choix correspond à deux facteurs:

- La présence du système hydroélectrique ralentit les écoulements dans la vallée par rapport à la dynamique naturelle. Ainsi, l'eau lâchée à la retenue Zongo le matin arrive en fin de journée à l'exutoire du système hydroélectrique située pourtant près de 4000 m plus bas. Par conséquent, nous pouvons aisément émettre l'hypothèse que le transfert des écoulements dans la vallée est toujours inférieur à une journée, d'autant plus que notre zone d'étude ne couvre pas la totalité du système hydroélectrique.
  Le fait d'adopter un pas de temps journalier permet en outre de nous concentrer sur la gestion volumique des écoulements sans nous préoccuper du problème des transferts bien maîtrisé par les opérateurs de la Cobee.
- L'utilisation d'ISBA, dont le pas de temps de calcul est de 5 minutes, permet de simuler la dynamique diurne des processus tels que la fonte de la neige ou des échanges turbulents à la surface du sol. Le cumul journalier des écoulements produits par ISBA assure donc l'intégration de cette dynamique dans les résultats du modèle.

I.4 SYNTHESE DU CHAPITRE

Nous avons présenté dans ce chapitre, le contexte tropical de haute altitude dans lequel se déroule notre étude. Les caractéristiques principales du milieu de haute montagne tropicale, que sont la **latitude**, **l'altitude** et sa **localisation géographique** et leurs influences sur le contexte climatique ont été détaillées.

Une brève réflexion sur les modèles hydrologiques est exposée, dont nous retiendrons qu'un modèle est une représentation approximative de la réalité dont il est aussi important de comprendre les causes de réussite que d'échec.
La recherche en hydrologie s'attache à la compréhension des processus intégrant le cycle de l'eau continental. Il nous faut donc travailler avec des modèles qui essayent, dans la mesure du possible, de décrire les processus du point de vue de leur dynamique physique.
Cependant, une représentation trop détaillée des processus ne garantit pas que tous les processus pris en compte soient bien simulés. Il est nécessaire de pondérer la complexité théorique du modèle par une adaptation réaliste au contexte étudié. Ceci est d'autant plus vrai lorsque l'on se trouve en contexte de montagne où la variabilité naturelle des variables hydrologiques est grande.

Le schéma de surface ISBA a ensuite été présenté et son utilisation justifiée du point de vue de la modélisation. Il propose un bon compromis entre une approche physique rigoureuse des processus et une relative facilité de mise en œuvre, qui sur le plan opérationnel est d'une importance capitale.

La description de la connexion d'ISBA au système hydroélectrique de la vallée du Zongo en Bolivie simulé à l'aide d'un outil de la dynamique des systèmes (Vensim®), puis la justification du pas de temps journalier adopté pour ce travail de modélisation clôturent la présentation générale du contexte de la modélisation.

CHAPITRE II : LA HAUTE-VALLEE DU RIO ZONGO

II.1 LE MILIEU NATUREL ET LES AMENAGEMENTS DE LA VALLEE ZONGO

II.1.1 La vallée du rio Zongo

La vallée de la rivière Zongo (16° latitude Sud; 68° longitude Ouest) est située sur le versant est de la Cordillère Royale des Andes, à 20 km au Nord de La Paz, capitale de la Bolivie. Elle constitue une zone de transition qui relie l'«Altiplano», plateau sédimentaire d'altitude moyenne 4000 m où se trouve le lac «Titicaca», aux «Yungas», zones tropicales situées au pied du versant oriental de la Cordillère, chaudes, humides, pentues et fortement boisées (Figure II-1).

Figure II-1: Localisation géographique de la vallée du Zongo.

Notre zone d'étude correspond à la partie haute de la vallée du Zongo. C'est un bassin versant d'une surface de 95 km², orienté du Sud vers le Nord. Il est limité au Sud par des sommets culminant à plus de 6000 m et au Nord par son exutoire qui se trouve au lieu-dit: «Llaullini» (3400 m), qui donne son nom au bassin (Figure II-2). D'une longueur approximative de 10 km, ce bassin peut localement présenter des pentes très importantes. Il a été choisi car son exutoire est le seul point de la vallée où il est possible de mesurer assez correctement l'ensemble des écoulements. Pour ce faire, il a été équipé d'une station limnigraphique utilisant le lit naturel de la rivière Zongo (cf. Figure II-3).

La majeure partie du bassin de Llaullini est constituée de roches métamorphiques de l'Ordovicien, qui sont des roches massives avec une altération de surface qui peut-être intense localement, mais qui est généralement de faible épaisseur. Elles ne présentent pas une fracturation qui permette l'infiltration profonde de l'eau vers des nappes souterraines. Les pieds de versants sont recouverts par des formations morainiques ou détritiques et le fond des vallées par du matériel sédimentaire fluvio-glaciaire (cf. II.1.3.1).

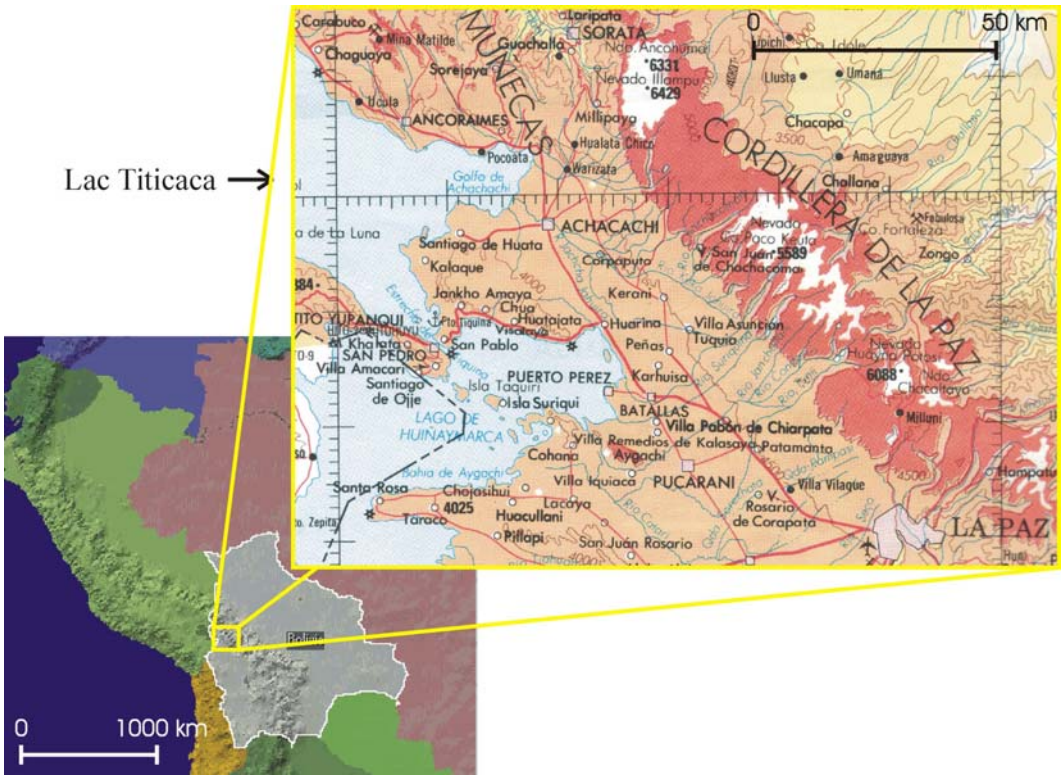


Figure II-2: Localisation géographique de la zone d'étude: le bassin versant de Llaullini.

La rivière Zongo prend sa source au pied du massif glaciaire du Huayna Potosi dont le sommet culmine à 6088m. La présence de celui-ci confère à la rivière un régime fortement dépendant de la dynamique journalière de fonte des glaces. Ainsi, au cours de la saison sèche, son débit réduit au minimum pendant la nuit, augmente avec le lever du soleil pour atteindre ses valeurs maximales en milieu d'après-midi, grâce à l'apport de l'eau de fonte. Les glaciers sont au cours de cette période la seule ressource en eau de la région.
En saison des pluies elle reçoit en plus l'apport des rivières alimentées par des bassins non glaciaires qui lui donnent une dynamique dominée par le régime des précipitations.

II.1.2 Les aménagements hydrauliques

Les eaux de la rivière Zongo sont utilisées par la Compagnie Bolivienne d'Energie Electrique (COBEE) pour fournir de l'électricité à la ville de La Paz.
Une dizaine d'usines installées en cascade entre 4250 m et 945 m, mettent à profit les fortes pentes de la vallée pour alimenter leurs turbines, avec des conduites forcées pouvant atteindre des hauteurs de chute de 835 m. La puissance totale du système est de 174,6 MW (Caballero, 1998).
Le schéma de la Figure II-3, permet de visualiser de quelle manière les aménagements de la Cobee (retenues, canaux, tunnels et conduites forcées) sont utilisés pour récupérer les eaux de la vallée. Nous pouvons remarquer qu'une partie des eaux du bassin de la rivière Tiquimani voisine (10,2 km²) sont stockées dans les retenues de Guaraguarani, Hatilata et Taipicota, puis intégrées par voie souterraine dans le système hydraulique de la vallée de la rivière Zongo.

La stratégie de gestion de l'eau passe essentiellement par l'utilisation d'une dizaine de retenues de volumes supérieurs à 200 000 m^3, situées dans la partie haute du bassin, qui permettent de stocker de l'eau au cours de la saison des pluies pour la relâcher ensuite au cours de la saison sèche.
Stratégie essentiellement empirique, elle se base sur une connaissance accumulée depuis plus de 70 ans du fonctionnement de la vallée par les opérateurs.
Elle a fait l'objet d'études approfondies (Reinhardt, 1997 ; Caballero, 1998), qui ont mis en évidence son niveau d'optimisation élevé. Néanmoins, elle n'est pas du tout adaptée à une variabilité du comportement hydrologique des bassins consécutive à un changement climatique à l'échelle régionale ou à des modifications sur les aménagements hydrauliques. Ces phénomènes sont pourtant d'actualité puisque les glaciers enregistrent un recul qui s'est accéléré au cours des 10 dernières années (Wagnon et al., 1999a), ce qui signifie qu'à moyen terme la gestion du système hydraulique devra se tourner vers une meilleure utilisation des eaux d'origine pluvio-nivale. Le travail que nous présentons à été réalisé avec l'objectif de proposer un outil qui permette de pallier à ce besoin opérationnel.

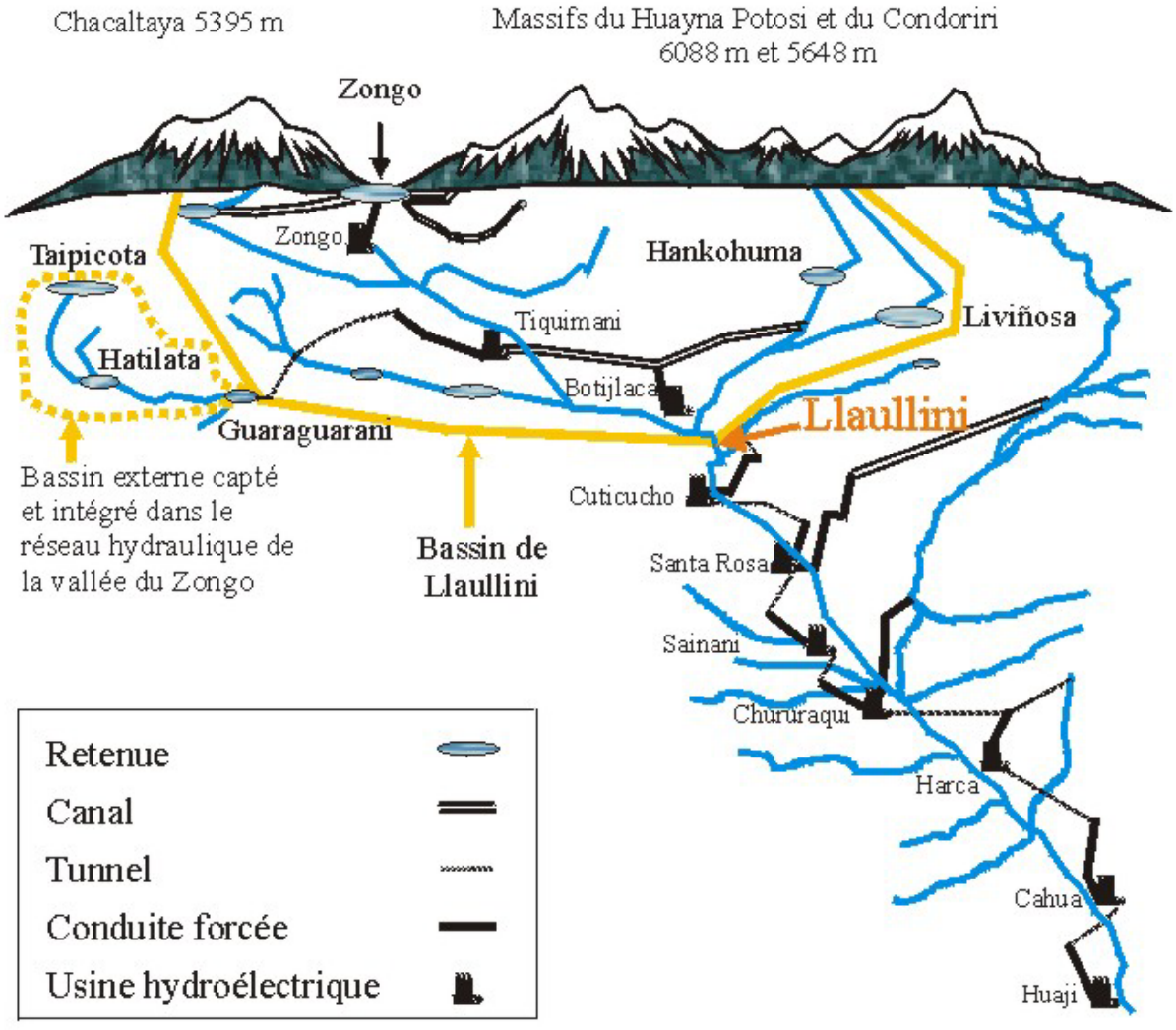


Figure II-3: Schéma descriptif de l'organisation des aménagements hydrauliques pour la production d'électricité dans la vallée du Zongo.

Le système hydraulique perturbe fortement la dynamique naturelle des écoulements. L'ensemble des prises d'eau réparties dans les différents bassins prélèvent de l'eau dans les torrents et retardent son transfert lors du passage dans les canaux et tunnels ou du stockage dans les retenues. Des travaux préliminaires à ce mémoire ont proposé une modélisation du fonctionnement du système hydraulique (Reinhardt, 1997 ; Caballero, 1998). Ils ont mis en évidence la nécessité de simuler correctement la production d'écoulement sur les versants naturels et constituent le point de départ de notre travail.

II.1.3 Le bassin de Llaullini

Le bassin de Llaullini qui constitue notre zone d'étude contient trois usines de production électrique: Zongo (4264 m), Tiquimani (3883 m) et Botijlaca (3492 m) et plusieurs retenues situées en tête de bassin.
La plus importante d'entre elles, la retenue Zongo (4750 m), est située au pied du col contrôlant l'accès à la vallée et est utilisée pour stocker les eaux en provenance des calottes glaciaires du versant est du Huayna Potosi (Figure II-4).
Elle peut contenir jusqu'à 3 500 000 m^3 d'eau et elle a fait l'objet d'une campagne de bathymétrie dans le but de préciser la relation hauteur – volume d'eau à utiliser pour déterminer les volumes d'eau stockés ou relâchés (cf. annexe A).
L'eau qui est relâchée par cette retenue est directement utilisée par la première et la plus ancienne usine de la vallée: l'usine Zongo.

L'usine Tiquimani, située un peu plus bas, est alimentée par les eaux du bassin voisin du même nom. A la sortie de l'usine, l'eau turbinée rejoint les eaux de la rivière Zongo et l'ensemble est utilisé pour le remplissage d'une petite retenue qui permet d'alimenter l'usine de Botijlaca. Cette dernière reçoit aussi les eaux en provenance du bassin glaciaire du versant nord-ouest du Huayna Potosi et du bassin pluvio-nival de Liviñosa; ces deux bassins contiennent des retenues de taille moyenne (respectivement Hankohuma (10 000 m^3) et Liviñosa (523 000 m^3)).

.

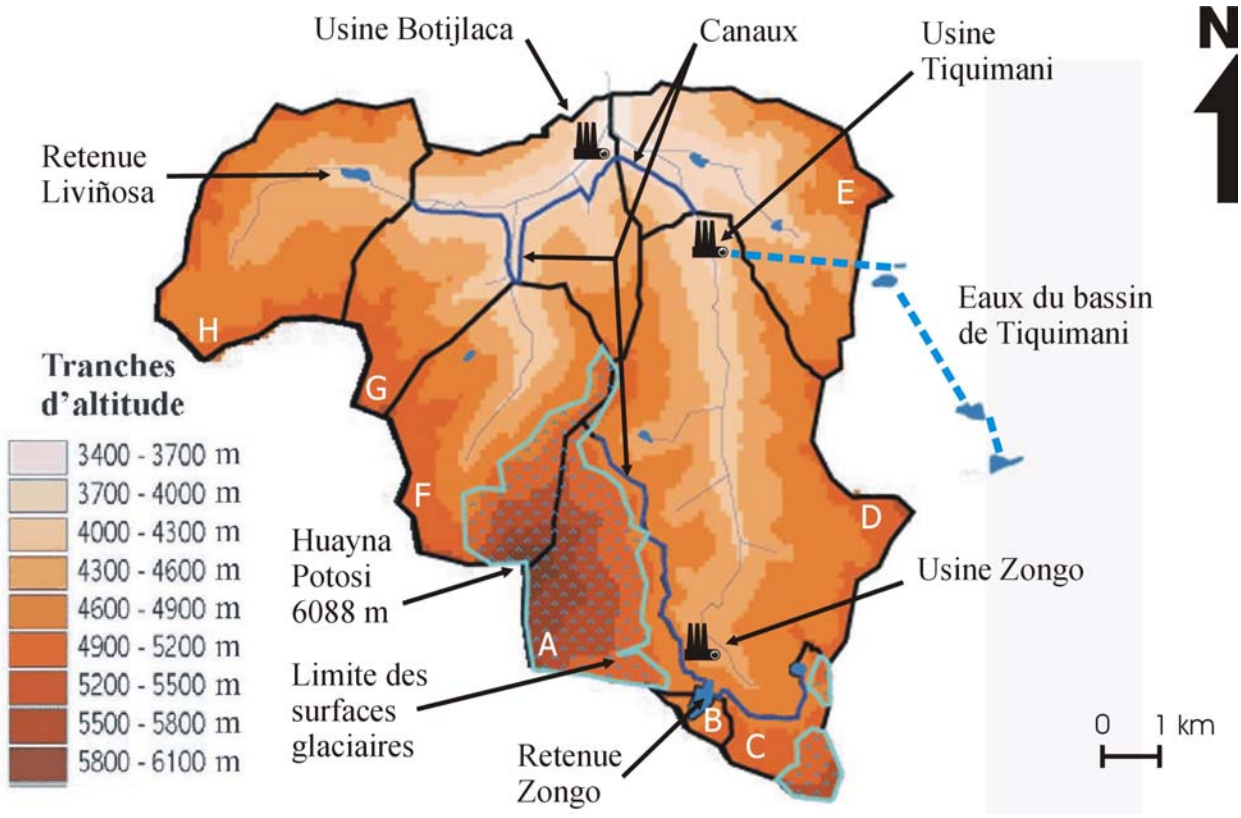


Figure II-4: Visualisation des sous-bassins (A..H; cf. Tableau V-4 – limites marquées en traits noirs) du bassin de Llaullini décrit par tranches d'altitude de 300 m et représentation des aménagements hydrauliques contenus dans le bassin. Les limites des sous-bassins sont

La modélisation des écoulements à l'échelle du bassin suppose de simuler les productions d'eau sur les versants naturels situés en amont des prises d'eau du système hydraulique.
Pour cela nous avons défini un ensemble de 8 sous-bassins limités par des courbes noires sur la Figure II-4. ISBA sera appliqué sur 6 d'entre eux pour calculer la production d'écoulement (cf. III.2); la production des

deux sous-bassins restants Huayna (A) et Charquini (C) étant obtenue grâce à des limnigraphiques placés sur les canaux qui les drainent.
Le système hydraulique pourra alors prélever l'eau nécessaire à l'alimentation des usines dans chaque sous-bassin, en utilisant le modèle du système hydroélectrique évoqué au paragraphe précédent.

Les surfaces concernées par chacun des sous bassins sont reportées dans le Tableau II-1.

Sous-bassin	Huayna	Plataforma	Charquini	Tiquimani	Viscachani	Taypikhuchu	Botijlaca	Liviñosa
Repére carte	A	B	C	D	E	F	G	H
Surface (km²)	8,7	0,5	2,9	27	13,5	13,3	15,8	13,3
Glace (km²)	6,9	0	1,1	0,1	0	2,5	0	0

Tableau II-1: Surfaces de sous-bassins d'entrée dans le système hydraulique définis sur le bassin de Llaullini; Les repères carte correspondent aux repérés des sous-bassins sur la Figure II-4.

Certains sous-bassins contiennent des surfaces glaciaires en plus ou moins grande proportion. Dans cette étude, elles seront dans un premier temps écartées, car elles ne peuvent pas être simulées à l'aide d'ISBA. Elles ont fait l'objet d'études approfondies (Curinier, 1995 ; Sicart, 1996 ; Berthier, 1998 ; Wagnon et al., 1998 ; Wagnon et al., 1999b ; Wagnon et al., 1999a ; Sicart et al., 2001a ; Sicart et al., 2001b) et la modélisation de leur dynamique de fonte fait actuellement l'objet d'un travail de thèse (Sicart, 2001).

Le relief du bassin a été reparti en tranches d'altitude de 300 m de dénivelé, qui permettront d'appliquer un gradient en fonction de l'altitude pour les variables climatiques. Ainsi, nous pourrons calculer un forçage climatique spécifique pour chaque tranche d'altitude sur le bassin (cf. V.2). On obtient ainsi 9 classes d'altitude entre 3400 et 6100 m (cf. Figure II-4).
Un travail de cartographie de terrain et d'analyse des documents existant (digitalisation et scannage de cartes au 1/50000, de la carte géologique régionale et de photographies aériennes), suivi d'un traitement des données à l'aide du système d'information géographique Arcview®, a permis de décrire de façon précise le relief et les différents types de surfaces que l'on rencontre dans le bassin.

II.1.3.1 DESCRIPTION DES FORMATIONS DE SURFACE

Quatre types de surfaces ont été distinguées (Figure II-5)

1. Les calottes glaciaires qui représentent 11% de la surface totale du bassin (10,6 km²)
2. Les surfaces rocheuses, roches granitiques et métamorphiques massives sur lesquelles on n'observe pas d'infiltration profonde. Elles peuvent être localement recouvertes de faibles épaisseurs de sol, produits de l'altération de surface et des dépôts fluvio-glaciaires. Elles recouvrent 62 % de la surface totale du bassin (59,2 km²) et constituent des surfaces sur lesquelles le ruissellement est très rapide.
3. Les formations de pente, qui peuvent être des moraines latérales ou des cônes d'éboulis dont l'influence sur les écoulements sera étudiée plus loin (cf. II.1.3.1.1). Bien qu'elles ne recouvrent que 25% du bassin (24,2 km²), elles reçoivent la totalité des écoulements en provenance des surfaces rocheuses. De ce fait, ce sont les formations qui exercent la plus grande influence sur la dynamique des écoulements.
4. Les formations de fond de vallée, 2% de la surface du bassin (1,1 km²), localement connu sous le terme «*bofedales»*, constituées de sols humides et tourbeux, dans lesquels se creusent les lits de rivières.

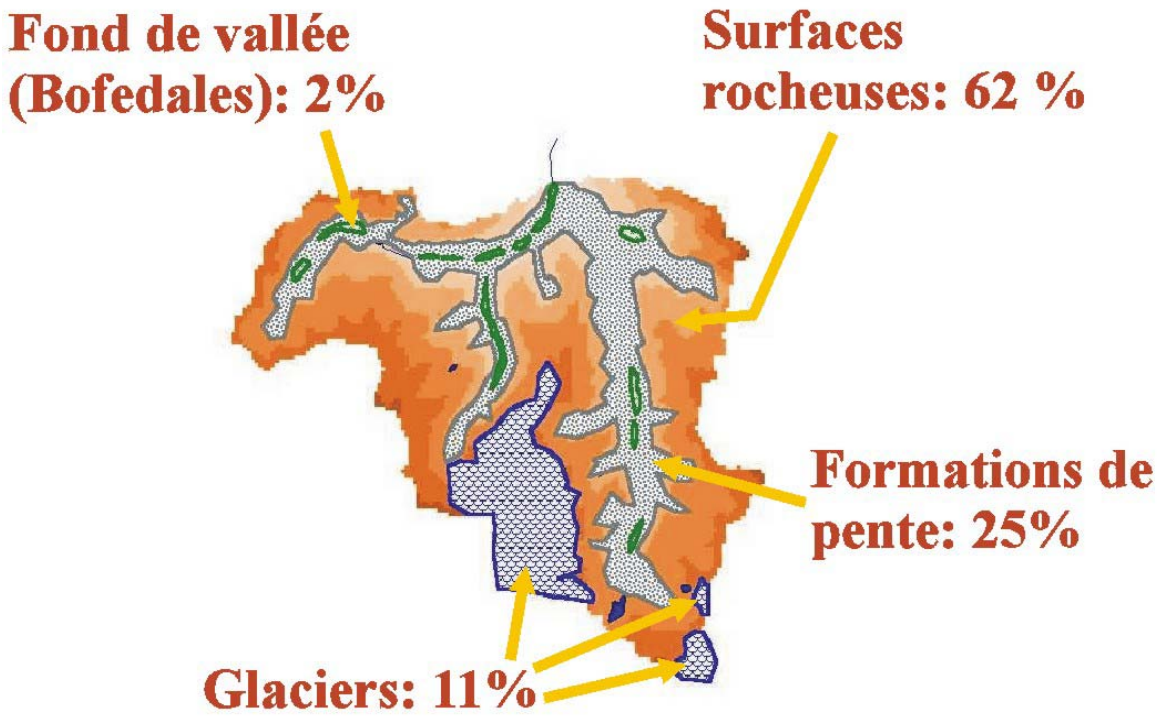


Figure II-5: Répartition des quatre types de surface sur le bassin de Llaullini (même légende que Figure II-4).

Du point de vue de la modélisation, les surfaces rocheuses sont un milieu où les transferts de l'eau sont suffisamment rapides pour être inférieurs au pas de temps journalier adopté (cf. I.3.2) pour cette étude. Les faibles épaisseurs de sol qui recouvrent la roche par endroits ne représentent pas un obstacle majeur au transfert des écoulements.
Par contre, les formations de pente ont, de par leur position au sein du bassin, une influence sur les temps de transfert des écoulements qu'il est apparu important d'étudier plus en détail.

Dans ce but, une campagne granulométrique a été menée sur ces formations et élargie aux fonds de vallée pour déterminer leur texture moyenne. Cette étude présente en outre un intérêt pour la modélisation puisqu'ISBA utilise l'information texturale pour calculer les valeurs des paramètres hydriques des sols dans le modèle (cf. III.1.2)
La réalisation pratique de cette campagne fut assez compliquée. Outre la difficulté de récupérer plusieurs échantillons d'approximativement un kilo à différentes profondeurs, dans des éboulis instables et les moraines contenant parfois de gros blocs et de les transporter en sac à dos sur des chemins de montagne, nous avons dû faire des choix concernant la classification granulométrique à adopter face à l'hétérogénéité des résultats. 31 échantillons de sols (5 de fond de vallée; 5 d'éboulis et 21 de moraines) pris dans la mesure du possible en deux points par site, l'un proche de la surface et l'autre à un mètre de profondeur, ont été analysés par tamisage au Laboratoire de Qualité de l'Environnement de l'Université de San Andrés, la Paz. Cette technique implique que les pourcentages d'argiles obtenus sont forcément mal estimés puisque leur détermination doit se faire normalement par décantation.
A cette erreur d'analyse s'ajoute le fait que notre échantillonnage peut difficilement être représentatif de la variabilité spatiale de la granulométrie de chacune des formations. La nécessité d'introduire dans ISBA un pourcentage de sable et d'argile à partir desquels seront calculées les valeurs des paramètres hydrodynamiques du sol (cf. III.1.2), nous amène à proposer une texture moyenne pour chaque formation sur la base du tamisage effectué et d'une analyse critique des observations. Ainsi, nous avons attribué aux formations de fond de vallée (bofedal) une texture sablo-argileuse (30% d'argile; 50% de sable) proche de celle de la tourbe que l'on y observe localement et aux formations de pente une texture plus sableuse (15% d'argile ; 60% de sable).

Une étude locale des temps de transfert de l'eau à l'intérieur des formations de pente a fait l'objet d'un article accepté dans la revue *Catena* dont nous donnons le résumé ci-dessous, l'article complet se trouvant à l'annexe B.

II.1.3.1.1 Résumé de l'article: Hydrological characteristics of slope deposits in high tropical mountains (Cordillera Real, Bolivia), 2001. Catena (accepté).

Les processus hydrologiques dans les formations de pente ne sont pas bien connus, en particulier dans un contexte de haute montagne tropicale, dans lequel les conditions climatiques provoquent des contrastes saisonniers importants dans le cycle hydrologique. Des expériences de traçage au sel ont été conduites dans une haute vallée de la Cordillère Royale des Andes en Bolivie, dans le but de déterminer le rôle des formations de pente sur les transferts d'écoulement.
Onze mesures de temps de transferts combinées à des analyses morphométriques et sédimentologiques sont effectuées sur trois cônes d'éboulis et deux moraines latérales pendant la saison des pluies.
Après avoir injecté de l'eau salée dans leur partie supérieure, la conductivité électrique de l'eau est contrôlée au niveau des sources situées à leur pied, de manière a estimer les vitesses de transfert et le rôle de ces formations dans le cadre de la modélisation hydrologique.
Les caractéristiques hydrologiques de ces formations dépendent de la saison. Au cours de la saison sèche, toute l'eau qui les atteint en provenance des surfaces rocheuses s'infiltre intégralement. En saison des pluies, on observe du ruissellement concentré dont une partie s'infiltre en arrivant au niveau des formations de pente, pour donner naissance à des sources situées à leur pied. Le temps de transfert est d'au moins 24 heures dans le cas des cônes d'éboulis et de plus de 48 heures dans le cas des moraines latérales. L'influence de ces formations sur les transferts à l'échelle saisonnière s'exerce surtout durant les périodes de transition précédant et clôturant les saisons de pluies.

Mots-clé: temps de transfert, conductivité, cône d'éboulis, moraine latérale, haute montagne tropicale.

II.2 SYNTHESE DU CHAPITRE

Ce chapitre permet de présenter de manière plus détaillé notre zone d'étude.

La position particulière de la vallée du Zongo, qui en fait une zone de transition entre les sommets couverts de neige et de glaces et le bassin amazonien est illustrée. Son régime hydrologique influencé par la présence des glaciers et les pentes importantes est ensuite brièvement décrit.

Les aménagements hydrauliques utilisés pour la production d'hydroélectricité pour la ville de La Paz sont présentés et localisés dans la vallée et la stratégie de gestion des ouvrages actuellement appliquée par la Cobee (Compagnie Bolivienne d'Energie Electrique) est présentée.

Le bassin de Llaullini où se déroule notre travail de modélisation, ainsi que les ouvrages hydrauliques que l'on y trouve sont illustrés à l'aide de cartes de situation réalisées avec un Système d'Information Géographique (SIG Arcview).

Cet outil nous a permis en outre de délimiter les sous-bassins qui composent le bassin de Llaullini, ainsi que les différents types de surfaces présentes sur le bassin (Fond de vallées, formations de pente, surfaces rocheuses) et qui ont de l'importance du point de vue de la modélisation.

Enfin, les formations minoritaires sur le bassin, que sont les formations de fond de vallée et de pente, sont caractérisées granulométriquement à l'aide de textures sablo-argileuses et sableuses respectivement. Cette caractérisation que nous utiliserons lors des simulations avec Isba a été faite dans le cadre d'une étude ponctuelle des temps de transfert dans les formations de pente qui a fait l'objet d'une publication dans le journal *catena*, annexée à ce document.

CHAPITRE III : OUTILS ET METHODES DE MODELISATION

III.1 LE SCHEMA DE SURFACE ISBA

Plusieurs descriptions détaillées des différents aspects d'ISBA ont été récemment écrites par Habets (1998) Boone (2000), Etchevers (2000) dans le cadre de thèses de doctorat. Nous allons donc reprendre les grandes lignes de leur description, en nous attachant à expliquer simplement les paramétrisations utilisées. Les équations et les méthodes de calcul utilisées pour la détermination des différentes grandeurs ne seront pas détaillées, le lecteur pouvant se rapporter aux travaux cités.

III.1.1 Concept et Historique

ISBA (Interactions Soil Biosphere Atmosphere) (Noilhan et Planton, 1989 ; Noilhan et Mahfouf, 1996) est le schéma de surface développé par le Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM) de Météo-France à Toulouse.
Il décrit les échanges entre les couches basses de l'atmosphère, la végétation et le sol.

Il intègre la présence:
- de la végétation, (interception, (Mahfouf et Jacquemin, 1989), processus de transpiration de l'eau du sol par les plantes (Calvet et al., 1998),
- de la neige (Douville et al., 1995 ; Boone et Etchevers, 2001),
- du gel (Boone et al., 2000),
- du drainage gravitaire (Mahfouf et Noilhan, 1996),
- du ruissellement (Habets et al., 1999b ; Habets et al., 1999a)
- des surfaces urbaines (Schéma TEB - Masson, 2000)

cette dernière paramétrisation n'étant pas utilisée ici.

Une caractéristique importante de ce schéma est que la simulation de la dynamique du système complexe sol-végétation fait l'objet d'un seul bilan d'énergie, c'est à dire qu'il ne fait pas de bilan d'énergie spécifique pour les plantes (Etchevers, 2000). Par contre, un deuxième bilan d'énergie est utilisé pour simuler la dynamique du manteau neigeux.

Il a été développé pour une utilisation couplée avec des modèles atmosphériques de moyenne à grande échelle de recherche (ARPEGE CLIMAT et MESO NH) et de prévision de la météorologie nationale (ARPEGE ALADIN).
Quelle que soit l'échelle à laquelle il s'applique, il simule toujours les transferts verticaux sans prendre en compte les échanges latéraux. Ainsi lorsqu'on applique ISBA sur un maillage donné, le résultat de la simulation sur chaque maille est indépendant de ce qui se passe sur la maille voisine.

Dans le cadre de ce travail, il est utilisé comme modèle de production d'écoulement, sans couplage avec un modèle atmosphérique. Les forçages atmosphériques mesurés ou calculés (cf. V.2), ainsi que les valeurs des paramètres qu'il requiert sont donc spécifiés en entrée.

ISBA, ainsi que beaucoup d'autres SVAT (cf. I.2.6.3) , utilise la méthode « Force-Restore » développée par Deardorff (1977), Deardorff (1978), pour décrire les variations de température dans le sol. Cette méthode se base sur une paramétrisation de l'évolution de la température proposée par Bhumralkar (1975) et Blackadar (1976).

Ces auteurs décrivent le sol comme un ensemble composé d'une fine couche de surface au temps de réponse rapide au cycle diurne de la température de l'air, qui surmonte une couche profonde plus épaisse au temps de réponse plus long.
La température de cette fine couche de surface subit des variations rapides dues à l'effet des différents flux d'énergie et de chaleur (concept de forçage « force ») et est ramenée à l'équilibre par l'effet régulateur de la couche de sol profond (concept de remise à l'équilibre thermique: « restore »), lorsque l'effet des forçages s'estompe.

Deardorff (1977) a élargi cette méthode au calcul de l'évolution du contenu en eau du sol, en considérant que les forçages sont imposés par les flux « hydrologiques » (précipitation et évaporation), et que le retour à l'équilibre, lorsque l'évaporation ou la précipitation diminuent, se fait par diffusion verticale de l'eau entre la couche de surface et le compartiment profond.

Cette méthode a été utilisée dans ISBA pour reproduire le fonctionnement hydrologique d'un sol à deux couches recouvert de végétation. Les échanges thermiques et hydriques à l'intérieur du sol sont décrits par des équations, dont les coefficients sont reliés à la texture du sol (Noilhan et Planton, 1989).

Par la suite, différentes paramétrisations furent ajoutées, qui ont contribué à l'amélioration des performances du schéma :
- influence de la présence d'une couche de neige ((Douville et al., 1995) ;
- drainage gravitaire à la base de la colonne de sol (Mahfouf et Noilhan, 1996) ;
- introduction d'une paramétrisation qui permet à la maille de ruisseler même si celle-ci n'est pas totalement saturée, ce qui est le cas dès que l'on considère des mailles de taille importante (Habets et al., 1999b ; Habets et al., 1999a) ;
- introduction d'une troisième couche de sol profonde de façon à individualiser une zone exclusivement racinaire qui puisse échanger de l'eau avec cette couche profonde par diffusion verticale et drainage gravitaire. Ceci a été fait dans le but d'améliorer les calculs de l'évapotranspiration et du drainage dans le sol, en créant une réserve d'eau dans la couche profonde qui empêche un assèchement trop rapide de la couche racinaire (Boone et al., 1999).
- introduction du gel dans le sol (Boone et al., 2000)
- amélioration du schéma de neige, de façon à prendre notamment en compte les phénomènes de regel de l'eau de fonte ou de l'eau de pluie qui percole à travers différentes couches d'une forte épaisseur de neige (Boone et Etchevers, 2001).
- Traitement explicite de la diffusion de l'eau et de la température sur plusieurs couches dans le sol.

III.1.2 Les processus simulés

ISBA calcule l'évolution de 9 variables dites « pronostiques » (au sens ou on se propose de « pronostiquer » leur évolution au cours du temps), que l'on peut séparer en 6 variables qui concernent le sol (**Ts** température de la fine couche de surface (d'épaisseur = 1 cm (Noilhan et Planton, 1989)); $\mathbf{T_2}$ température de la couche de sol profond ; **Wr** le contenu en eau du réservoir végétal d'interception ; $\mathbf{w_s}$ le contenu en eau de la fine couche de surface ; $\mathbf{w_2}$ le contenu en eau de la zone racinaire, $\mathbf{w_3}$ le contenu en eau de la couche profonde inaccessible aux racines) et 3 variables qui concernent la neige (**Wn** équivalent en eau de la neige ; ρ_n la densité de la neige ; α_n l'albédo de la neige).

La variation au cours du temps de ces variables pronostiques est calculée à l'aide des équations suivantes (nous avons recopié la liste des symboles contenus dans ces équations à l'annexe C, les Figure III-1 et Figure III-2 permettent de visualiser le rôle des termes importants dans les échanges hydriques et énergétiques (Boone et al., 1999 ; Etchevers, 2000)) :

- Variation de la température de la couche de surface (Ts) et du sol profond (T_2)

III-1 $$\frac{\partial T_S}{\partial t} = C_T(R_n - H - LE) - \frac{2\pi}{\tau}(T_s - T_2)$$

III-2 $$\frac{\partial T_2}{\partial t} = \frac{1}{\tau}(T_s - T_2)$$

avec C_T le coefficient de l'inertie thermique du sol, Rn le rayonnement net, H le flux de chaleur sensible, LE le flux de chaleur latente, τ une constante de temps égale à 1 jour.

La construction «force-restore» se retrouve dans l'équation *III-1*, où le forçage diurne correspondant au flux de chaleur dans le sol G = Rn – H – LE est compensé par le terme de rappel vers la température T_2 profonde (Figure III-2).

Rn se calcule par bilan radiatif des flux incidents solaire (Rg) et atmosphérique (Ratm), et des flux réfléchis ($R_g\alpha_t$) et émis ($\varepsilon_t \sigma T_s^4$) par la surface du sol. Son expression est la suivante:

III-3 $$R_n = R_g(1-\alpha_t) + \varepsilon_t\left(R_{atm} - \sigma T_s^4\right)$$

avec α_t et ε_t l'albédo et l'émissivité globaux de la surface du sol, calculés par pondération de leurs valeurs respectives sur la neige et le sol nu. σ est la constante de Stefan-Boltzmann.

L'expression de H est:

III-4 $$H = \rho_a C_p C_H V_a(T_S - T_a)$$

il est fonction du gradient thermique entre le sol et l'atmosphère (Ts-Ta), de la vitesse du vent (Va), de la densité de l'air (ρa), du coefficient d'échanges (C_H) entre le sol et l'air et de la chaleur spécifique de l'air (C_p).

Le flux de chaleur latente (LE) se calcule de la manière suivante:

III-5 $$LE = L_v\left(E_g + E_r\right) + L_i E_n$$

avec L_v et L_i les chaleurs latentes de vaporisation et de sublimation, Eg et Ev les flux d'évaporation du sol nu et de la végétation et En le flux de sublimation de la neige.

Le flux d'évaporation du sol nu (Eg) se calcule sur la fraction de la maille qui n'est ni de la végétation (1-veg) ni de la neige ($1 - p_{nsol}$) de la manière suivante:

III-6 $$E_g = (1-veg)(1-p_{nsol})\rho_a C_H V_a\left(h_u q_{sat}(T_s) - q_a\right)$$

avec q_{sat}(Ts) l'humidité spécifique à saturation à la température Ts, h_u l'humidité relative à la surface du sol, fonction de w_g contenu en eau de la couche superficielle d'ISBA et q_a l'humidité spécifique de l'air.

Le flux d'évaporation de la végétation (Ev) combine l'évaporation sur le réservoir d'eau interceptée (Er) non recouvert de neige ($1 - p_{nveg}$) et l'évapotranspiration provoquée par l'extraction d'eau de la zone racinaire par les plantes (Etr).

III-7 $$E_r = veg(1-p_{nveg})\delta\rho_a C_H V_a\left(q_{sat}(T_s) - q_a\right)$$

III-8 $$Etr = veg\rho_a \frac{1-\delta}{R_a + R_s}\left(q_{sat}(T_s) - q_a\right)$$

avec veg la fraction végétale de la maille, δ la fraction de feuillage recouverte d'eau, Ra la résistance atmosphérique qui est en fait égale à $1/C_H V_a$ et Rs la résistance de surface correspondant au contrôle stomatique des plantes lui-même fonction de l'indice foliaire, du rayonnement solaire, de la tension hydrique au niveau du sol, du déficit en vapeur d'eau et de la température de l'air ambiant.

L'expression de la sublimation de la neige En est la suivante (schéma de Douville et al. (1995)):

III-9 $$E_n = p_n \rho_a C_H V_a \left(q_{sat}(t_s) - q_a\right)$$

Avec p_n fraction de neige totale sur la maille.

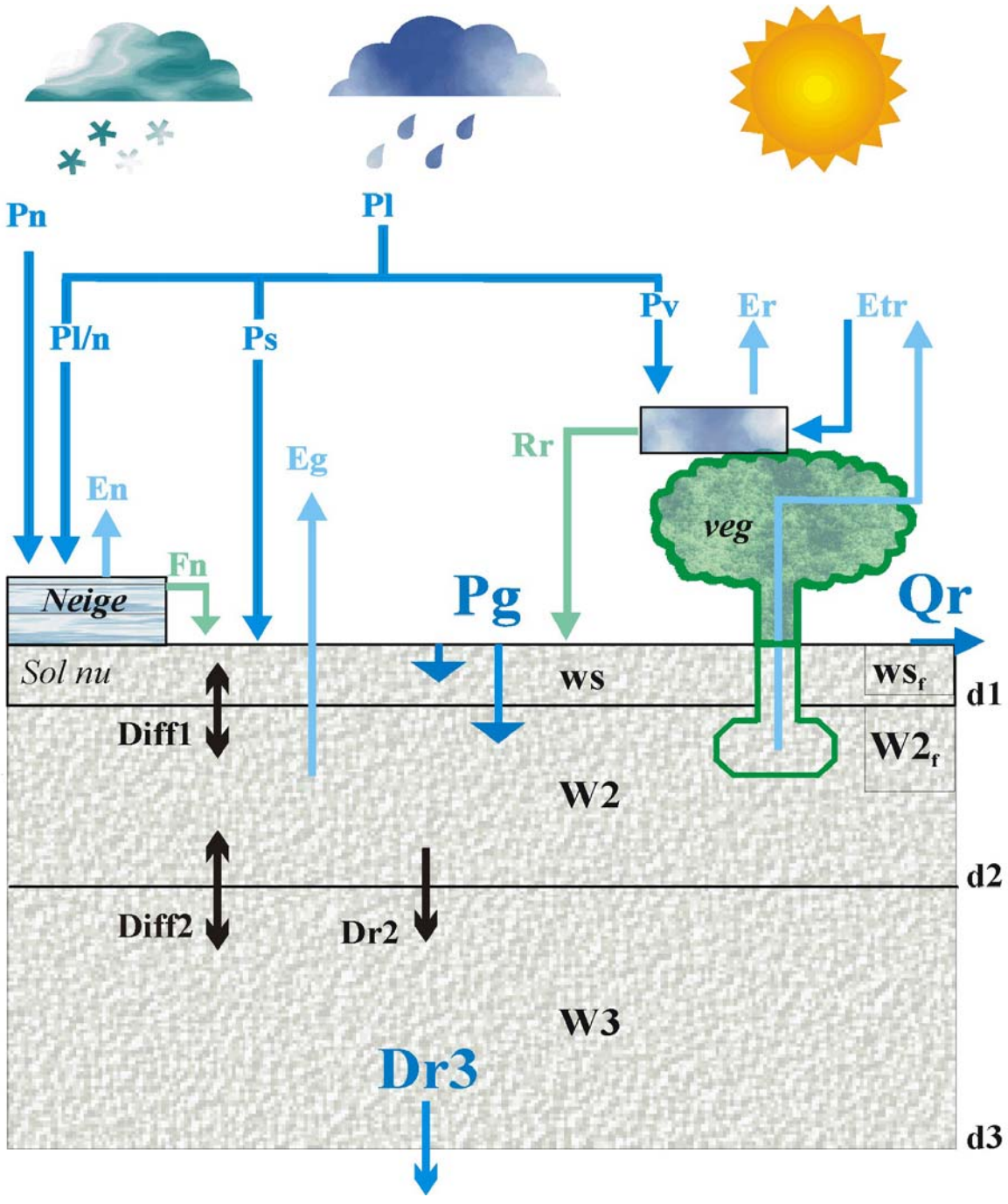


Figure III-1: Description du schéma hydrologique d'ISBA (d'après Boone, 2000)

- Variation du contenu en eau des 3 couches (surface (w_s), zone racinaire (w_2), zone profonde (w_3)) qui décrivent le sol dans ISBA:

III-10 $$\frac{\partial w_s}{\partial t} = \frac{C_1}{d_1 \rho_w}(P_g - E_g) - Diff_1$$

III-11 $$\frac{\partial w_2}{\partial t} = \frac{1}{d_2 \rho_w}(P_g - E_g - E_{tr}) - Dr_2 - Diff_2$$

III-12 $$\frac{\partial w_3}{\partial t} = \frac{d_2}{d_3 - d_2}\left(Dr_2 + Diff_2\right) - Dr_3$$

Avec C_1 le premier des quatre coefficients force-restore que nous détaillerons plus bas et qui sont utilisés pour calculer l'évolution du contenu en eau du sol dans ISBA, d_1, d_2 et d_3 les épaisseurs des trois couches de sol, ρ_w la densité de l'eau, Pg et Eg la précipitation nette et l'évaporation sur la première couche du sol et Etr, l'évapotranspiration conséquente de la succion des plantes à travers les racines.

Les termes *Diff* et *Dr* qui concernent respectivement la diffusion et le drainage gravitaire de l'eau dans le sol se calculent de la manière suivante:

- Le drainage gravitaire dans la zone racinaire (Dr_2) et dans la zone profonde (Dr_3)

III-13 $$Dr_2 = \frac{C_3 d_3}{d_2 \tau} \max(e_b, w_2 - w_{fc})$$

III-14 $$Dr_3 = \frac{C_3}{\tau}\frac{d_3}{d_3 - d_2} \max(e_b, w_3 - w_{fc})$$

Avec C_3 le coefficient force-restore de drainage, e_b le coefficient de drainage sous-maille (cf. III.1.2.3.1) et w_{fc} la capacité au champ du sol.

- La diffusion entre la surface et la zone racinaire ($Diff_1$) et entre cette dernière et la zone profonde ($Diff_2$) :

III-15 $$Diff_1 = \frac{C_2}{\tau}(w_S - w_{Seq})$$

III-16 $$Diff_2 = \frac{C_4}{\tau}\left(w_2 - w_3\right)$$

Avec C_2 et C_4 les deux derniers coefficients force-restore et w_{seq} le contenu en eau de la couche de surface pour lequel les forces gravitaires et les forces capillaires s'équilibrent.

- Variation de la quantité d'eau interceptée (W_r) par les plantes:

III-17 $$\frac{\partial W_r}{\partial t} = vegP_r - E_r - R_r$$

Avec Pr, Er et Rr la précipitation, l'évaporation et l'eau qui ruisselle du couvert végétal.

- Variation de l'équivalent en eau du manteau neigeux (W_n), de son albédo (α_n) et de sa densité (ρ_n).

ISBA simule la dynamique du manteau neigeux en l'assimilant à une seule couche de neige (Douville et al., 1995). Nous verrons plus loin que ce module a été récemment amélioré.

III-18 $$\frac{\partial W_n}{\partial t} = P_n - E_n - F_n$$

III-19 $$\frac{\partial \alpha_n}{\partial t} = \alpha_n(t-\Delta t) - \frac{\tau_a}{\tau}\Delta t + \frac{Pn\Delta t}{W_{crn}}(\alpha_{n\max} - \alpha_{n\min}) \quad \text{si } Fn = 0$$

III-20 $$\frac{\partial \alpha_n}{\partial t} = (\alpha_n(t-\Delta t) - \alpha_{n\min})\exp\left(-\frac{\tau_f}{\tau}\Delta t\right) + \alpha_{n\min} + \frac{Pn\Delta t}{W_{crn}}(\alpha_{n\max} - \alpha_{n\min}) \quad \text{si } Fn > 0$$

III-21 $$\frac{\partial \rho_n}{\partial t} = \left[\rho_{n\max} + (\rho_n(t-\Delta t) - \rho_{n\max})\exp\left(-\Delta t\frac{\tau_f}{\tau}\right)\right] \times \frac{W_n - P_n\Delta t}{W_n} + \frac{P_n\Delta t}{W_n}\rho_{n\min}$$

Avec Pn, En et Fn, la précipitation neigeuse, l'évaporation et la fonte du manteau neigeux, τ_a et τ_f des constantes de temps pour la neige, Wcrn le contenu en eau critique de la neige, $\alpha_{nmax} = 0.85$, $\alpha_{nmin} = 0.5$, $\rho_{nmax} = 0.3*10^3$ kgm^{-3}, $\rho_{nmin} = 0.1*10^3$ kgm^{-3}.

On présente comme les ***paramètres primaires*** d'ISBA, le pourcentage de sable et d'argile du sol, qui caractérisent sa texture et les épaisseurs d_2 et d_3 de la couche racinaire et totale du sol ainsi que les paramètres caractéristiques du couvert végétal.

Le reste des paramètres du modèle découlent des paramètres primaires et sont appelés ***paramètres secondaires*** (Noilhan et Planton, 1989).
Ils décrivent les caractéristiques physiques du sol et de la végétation.

Le contenu à saturation (w_{sat}) limite en valeur supérieure le contenu en eau en m^3/m^3 des différentes couches. Le point de flétrissement (w_{wilt}) qui est, par définition, la limite au-dessous de laquelle les plantes ne peuvent plus extraire d'eau du sol, la capacité au champ (w_{fc}) qui représente, par définition, le contenu en eau du sol lorsque les tensions opposées gravitaires et capillaires s'équilibrent, sont de même que w_{sat}, calculés à partir des relations continues de Clapp et Hornberger (1978) et Cosby et al. (1984), qui relient les propriétés hydrauliques d'un sol à sa texture (% de sable et % d'argile).

- Les coefficients force-restore

La diffusion de l'eau dans le sol est basée sur la loi de Darcy, qui l'assimile à un flux vertical proportionnel au produit du gradient de potentiel matriciel et de la conductivité hydraulique.
Dans ISBA les coefficients force-restore C1, C2 et C4 règlent l'intensité de la diffusion dans le sol. Ils ont été calés en utilisant un modèle multi-couches vertical, qui résoud explicitement la diffusion de l'eau pour différents types de sol (Noilhan et Mahfouf, 1996 ; Mahfouf et Noilhan, 1996 ; Boone et al., 1999).

C1 est proportionnel à la vitesse à laquelle l'eau s'infiltre ou s'évapore dans la couche de surface et C2 à celle à laquelle le profil hydrique de cette couche est ramené à l'équilibre (entre capillarité et gravité) par diffusion (Noilhan et Planton, 1989).
C4 rend compte de la vitesse à laquelle ont lieu les processus de diffusion entre la zone racinaire et la zone profonde (Boone et al., 1999).

C3, estimé à partir de la solution de l'équation de diffusion de Richards (1931), concerne le processus de drainage gravitaire et décrit la vitesse à laquelle le contenu en eau de la zone racinaire ou profonde diminue jusqu'à atteindre la capacité au champ (Mahfouf et Noilhan, 1996). Etant donné qu'il dépend de la texture du sol, il varie entre une demi-journée pour un sol sableux (C_3 = 1,705) et dix jours pour un sol argileux (C_3 = 0,102) (Habets, 1998).

L'intérêt d'ISBA réside dans la simplification des calculs d'évolution des contenus en eau du sol à partir de l'utilisation de relations liant les caractéristiques hydrodynamiques des sols à leurs caractéristiques texturales. Ceci implique que la plus grande partie des paramètres et des coefficients du modèle sont calculés automatiquement à partir des pourcentages de sable et d'argile du sol et que de ce fait, il ne reste que très peu de paramètres à caler par l'utilisateur.

Néanmoins, les relations de Clapp et Hornberger (1978) et Cosby et al. (1984) utilisées possèdent elles mêmes des paramètres dont l'estimation, à l'instar d'autres relations existantes (Rawls et Brakensiek, 1989), est empirique (Clapp et Hornberger, 1978) et a été faite dans des contextes climatiques particuliers.

De plus, la mesure des caractéristiques texturales du sol, (pourcentage de sable et d'argile), ne peut donner que des valeurs ponctuelles à cause de la grande variabilité spatiale de ces caractéristiques même au sein d'un type de sol homogène. Ainsi, dans le cas de notre étude, la détermination des caractéristiques texturales a posé beaucoup de problèmes du fait de l'hétérogénéité des milieux rencontrés (pouvant même se traduire par des impossibilités dans le cas des surfaces rocheuses) et des faibles moyens disponibles.

La diffusion de la chaleur dans le sol est estimée à partir de la loi de Fourrier, qui l'assimile à un flux de chaleur proportionnel au produit du gradient vertical de la température et de la conductivité thermique du sol. Dans ISBA les paramètres nécessaires à son calcul sont déterminés grâce aux relations de Mccumber et Pielke (1981), qui les lient à la texture du sol et à son contenu en eau.

Les précipitations sont séparées en précipitations solides Pn (neige) et liquides Pl.
Une partie tombe sur la végétation (Pv = veg * Pl), une autre sur la neige (Pn ; Pl/n) et le reste sur le sol nu (Ps = (1-veg) * Pl), avec $0 < veg < 1$.

Le contenu en eau de chaque fraction (neigeuse et végétale) dépend respectivement, de l'apport par précipitation (Pn et Pv), de la reprise par évaporation (En (sublimation) et Er) et des mécanismes de fonte (fusion Fn) et de ruissellement (Rr) vers le sol.
Le contenu en eau du réservoir d'interception de la végétation varie en fonction des précipitations interceptées (Pv) et des flux d'évaporation/condensation (Er), dont le sens et l'intensité dépendent du gradient d'humidité spécifique entre le système sol-plante et l'atmosphère. Il peut augmenter jusqu'à un maximum dépendant de la surface foliaire, au delà duquel il y a ruissellement vers le sol nu (Mahfouf et Jacquemin, 1989).

Les précipitations interceptées par le manteau neigeux peuvent être stockées, restituées à l'atmosphère ou bien être apportées au sol avec un retard plus ou moins important.

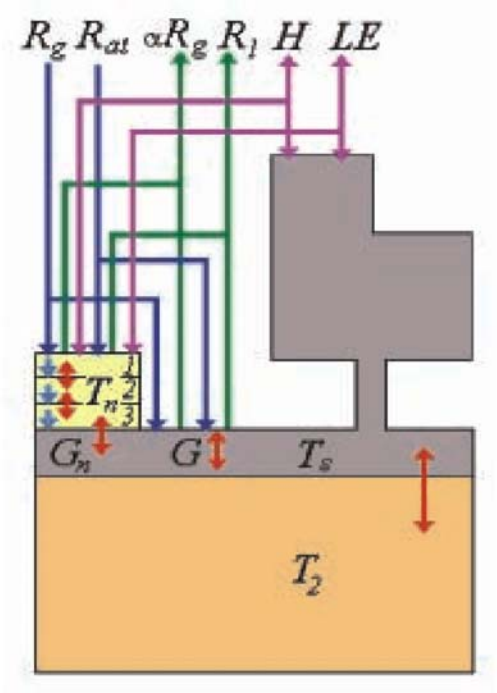


Figure III-2 : Schéma des flux qui interviennent dans les calculs des bilans d'énergie (Habets, Comm.pers.)

III.1.2.1 TRAITEMENT DU GEL DANS LE SOL

Deux réservoirs sont utilisés dans ISBA pour simuler l'évolution de l'équivalent en eau volumique de la glace dans le sol (Figure III-1) : un réservoir supérieur de faible épaisseur qui participe au calcul du bilan d'énergie à la surface du sol (contenu équivalent en eau : ws_f) et un réservoir profond (contenu équivalent en eau ($w2_f$) (Boone, 2000).
Basé sur le schéma de Giard et Bazile (2000), la paramétrisation du gel dans le sol d'ISBA est détaillée dans Boone et al. (2000).
Nous n'en présentons pas de description détaillée dans ce mémoire, car nous avons observé lors de nos simulations que son impact sur la modélisation de la production d'écoulement à l'échelle journalière est négligeable (cf. V.4.1.2). Cet impact nul s'explique par le contexte climatique de la zone étudiée qui bien que située à très haute altitude, n'en est pas moins à des latitudes tropicales. De plus, la présence du gel dans le sol influe surtout sur la valeur de sa porosité qui dans notre cas est assez faible du fait de la texture choisie pour les surfaces rocheuses (cf. III.2.1).

III.1.2.2 DYNAMIQUE DU MANTEAU NEIGEUX

Une description détaillée des différents schémas de neige de ISBA a été faite dans Boone (2000), Etchevers (2000) Boone et Etchevers (2001). Nous nous contenterons donc de décrire leurs mécanismes généraux.

III.1.2.2.1 Le schéma de neige Force Restore (ISBA – FR)

Un premier schéma de fonte de neige, appelé ISBA-FR (pour Force Restore), a été proposé par Douville et al. (1995), qui considère un manteau neigeux à une couche dont l'albédo et la densité varient au cours du temps en fonction des précipitations et de la fonte (cf. équations *III-18* à *III-21*). Pour déterminer ce taux de fonte, on calcule à chaque pas de temps la température de surface du manteau neigeux, du sol nu et de la fraction de maille recouverte de végétation. Si la moyenne de ces valeurs est supérieure à la température de fusion de la glace, il y a fonte partielle du manteau neigeux Etchevers (2000).

Ce schéma a été validé à l'échelle locale et comparé à d'autres schémas de fonte dans le cadre du programme PILPS (Douville et al., 1995 ; Schlosser et al., 2000 ; Slater et al., 2001). Il a aussi été utilisé dans le cadre de la modélisation hydrologique du bassin du Rhône, pour laquelle ISBA a été couplé au modèle MODCOU (Habets et al., 1999b ; Etchevers, 2000).
Il néglige la capacité de rétention de l'eau liquide par la neige et ne considère pas la part de précipitations liquides qui tombent sur le manteau neigeux. Ceci fait que l'eau produite par la fonte s'écoule directement sur la surface du sol, quelle que soit la taille du manteau neigeux. De plus, l'épaisseur de la couche de neige n'a aucune influence sur les propriétés physiques et thermiques du manteau.

III.1.2.2.2 Le schéma de neige Explicit Snow (ISBA –ES)

Afin de pallier à ces inconvénients, un schéma à plusieurs couches appelé ISBA-ES (pour Explicit Snow) a donc été récemment développé par Boone (2000) et a permis d'améliorer les performances d'ISBA (Boone et Etchevers, 2001).
Il est basé sur des schémas conçus pour des modèles atmosphériques de climat,

- qui résolvent un bilan d'énergie spécifiquement sur le manteau neigeux
- qui prennent en compte la part de précipitations liquides qui tombent sur la fraction enneigée de la maille et modifient les caractéristiques du manteau neigeux (Sun et al., 1999 ; Boone, 2000).

L'équation *III-18* qui décrit la conservation du contenu en eau total du manteau devient alors:

III-22 $$\frac{\partial Ws}{\partial t} = \frac{1}{\rho_w}\left(P_n + p_n P_r - E_{sn} - Q_n\right)$$

Avec ρ_w la masse volumique de l'eau, P_n le taux de précipitations neigeuses, p_n la fraction de la maille enneigée, P_r le taux de précipitations liquides, E_{sn} le taux de sublimation et d'évaporation et Q_n le taux de fonte.

Décrivons dans l'ordre les étapes de calcul du schéma.
Le schéma ISBA-ES considère que le manteau neigeux est composé d'au minimum trois couches, nécessaires à une simulation correcte des gradients de température au sein du manteau neigeux.
Il calcule à chaque pas de temps l'épaisseur de chaque couche du manteau à partir de son contenu en eau au pas de temps précédent. L'épaisseur de la couche superficielle est limitée à 0,05 m pour permettre la pénétration du rayonnement net dans le manteau.

La valeur de la densité de chaque couche, puis son taux d'évolution par compaction et tassement lors de chutes de neige fraîche, sont ensuite calculés.

- Densité des couches de neige

Le calcul explicite de la variation de la densité dû à la compaction et au tassement, n'était pas réalisé dans ISBA-FR, où une simple décroissance exponentielle avec une constante de temps était appliquée.

La variation de la densité d'une couche sur le pas de temps se traduit par la variation proportionnelle de son épaisseur. Le processus de compaction et tassement peut amener la neige jusqu'à des densités maximales de 500 Kg/m3. Des valeurs plus importantes peuvent être atteintes lors de la percolation d'eau liquide dans le manteau.

Une fois que les densités de chaque couche sont actualisées, le schéma peut calculer le profil thermique dans le manteau. Le flux de chaleur à l'intérieur du manteau est orienté dans la direction du gradient thermique, en supposant que l'eau qui percole ne transporte pas de chaleur.

- Température des couches de neige

La température moyenne d'une couche de neige i est donnée par :

$$c_{ni} D_i \frac{\partial T_{si}}{\partial t} = G_{si-1} - G_{si} - S_{si} \qquad \textit{III-23}$$

où G_s représente le flux de chaleur total dans le manteau neigeux, S_s un terme puits d'énergie associé au changement entre la phase solide et liquide et D l'épaisseur de la couche considérée.

Le flux de chaleur total G_s est composé d'un terme de conduction fonction de la conductivité thermique de la neige, d'un terme de rayonnement fonction de l'albédo et du coefficient d'extinction du rayonnement visible de chaque couche de neige. Une fois que les transferts de chaleur ont été calculés à partir de *III-23*, la chaleur contenue dans la neige pour une couche i donnée est déterminée à l'aide de l'expression suivante :

$$H_{si} = c_{ni} D_j \left(T_{si} - T_f\right) - L_f \rho_w \left(W_{si} - W_{li}\right) \qquad \textit{III-24}$$

avec c_n la capacité calorifique de la neige, D_j l'épaisseur, T_s la température, W_s l'équivalent en eau de la neige, W_l le contenu en eau liquide de la couche, T_f la température de fonte de la neige (273,15 K) et L_f la chaleur latente de fusion. On extrait de cette équation la valeur du contenu en eau liquide W_l de la couche de neige.

Le flux de chaleur Gso orienté vers l'intérieur du manteau, correspondant au bilan d'énergie spécifique fait à la surface du manteau neigeux, est alors calculé à l'aide de l'équation:

$$G_{so} = \varepsilon_n \left(R_A - \sigma {T_{s1}}^4\right) + R_G \left(1 - \alpha_n\right) - H_n - LE_n - c_w p_n P_r \left(T_f - T_r\right) \qquad \textit{III-25}$$

avec ε_n l'émissivité de la neige, R_A le rayonnement atmosphérique incident, σ la constante de Stephan-Boltzmann, R_G le rayonnement solaire, α l'albédo, H_n et LE_n les flux de chaleur sensible et latente du manteau neigeux, c_w la capacité calorifique de l'eau, p_n la fraction neigeuse de la maille, P_r précipitations liquides et T_r leur température. Ce dernier terme permet de prendre en compte l'apport de chaleur de la pluie lorsque sa température (considérée égale au maximum de T_a (air) et de T_f) est supérieure à T_f.

Le calcul du flux de chaleur latente prend en compte, (équation *III-26*), la sublimation de la neige et l'évaporation de l'eau liquide de la couche de surface, avec L_s chaleur latente de sublimation et L_v chaleur latente de vaporisation.

$$LE_n = \left[\left(1 - W_{l1} \middle/ W_{S1}\right) L_s + \left(W_{l1} \middle/ W_{s1}\right) L_v\right] E_n \qquad \textit{III-26}$$

E_n se calcule avec l'équation *III-6*, en considérant la température de la couche de neige de surface. L'évaporation de l'eau se traduit par une perte de masse de la couche mais ne modifie pas son épaisseur alors que la sublimation modifie les deux sans pour autant faire varier sa densité.

Le flux de chaleur sensible H_n se calcule avec l'équation *III-4*.

Le contenu en eau liquide de la neige évolue au cours du pas de temps sous l'effet de la fonte, de la pluie, du regel de l'eau, de l'évaporation et de la percolation ente les couches.

On calcule le contenu en eau maximum que chaque couche peut retenir, en fonction de la capacité de rétention d'eau liquide de la neige et de sa densité. Le flux d'eau qui s'écoule dans la couche située en dessous, est calculé simplement en déterminant l'excédent en eau. Cet apport d'eau liquide modifie la densité de la neige dans la couche considérée en la diminuant ou l'augmentant suivant que l'eau regèle ou pas. Le profil thermique dans le manteau est alors recalculé pour prendre en compte l'impact de la fonte ou du regel sur le manteau.

- Couplage neige-sol

Le couplage avec les équations d'évolution de la température et du contenu en eau de la couche de surface du sol-végétation, se fait en pondérant les flux atmosphériques calculés, par les fractions neigeuses, végétales et de sol nu qui composent la maille. La fraction neigeuse sur la maille n'est jamais égale à 1, pour simuler l'effet des arbres et de la topographie sur l'hétérogénéité de répartition du manteau neigeux.
Ainsi, l'équation du bilan énergétique sur la maille devient l'équation *III-27* (Figure III-2):

III-27
$$\frac{1}{C_T}\frac{\partial T_s}{\partial t} = (1-p_n)\left[R_G(1-\alpha_t)+\varepsilon_t\left(R_A-\sigma T_s^4\right)-H-LE-Fs\right]$$
$$+\,p_n\left[G_{sN}+R_{GsN}+c_w Q_n\left(T_f-T_s\right)\right]$$

avec $T_{s,}$ la température du continuum sol-végétation. Le terme facteur de $(1\text{-}p_n)$, représente le calcul sur la zone non enneigée, en considérant un flux de conduction entre la neige et le sol (F_S). Dans le second terme, on calcule $G_{sN,}$ le flux de chaleur entre la base du manteau et le sol, R_{GsN} le rayonnement visible qui atteint le sol à travers le manteau et un terme d'advection qui permet de prendre en compte le réchauffement ou le refroidissement du sol causé par le contact du flux d'eau de fonte Qn avec le sol.
Le flux d'eau de fonte est alors ajouté aux précipitations qui tombent directement sur le sol et à l'eau en provenance des fractions végétales et constitue l'eau disponible pour le calcul du ruissellement et l'infiltration que l'on désigne par P_T (symbole utilisé uniquement pour les besoins de notre description) dans ce qui suit.

Après avoir calculé la part de l'eau extraite au sol par évapotranspiration, ISBA calcule le ruissellement *R* à l'aide du schéma de ruissellement sous-maille.

III.1.2.3 LE RUISSELLEMENT SOUS-MAILLE

ISBA est un schéma qui ne travaille que sur la dimension verticale (axe z) de l'espace sur une maille de calcul. Dans la réalité cette maille, quelle que soit sa taille, présente une variabilité spatiale (axes x et y) dont il faut tenir compte pour calculer les écoulements produits.

Le ruissellement sur une maille peut être obtenu par la saturation de la totalité de sa capacité de stockage d'eau. Cette méthode utilisée dans les premiers modèles hydrologiques comme le «bucket model» (Manabe, 1969), ne rend pas compte de la possibilité qu'une partie de la maille soit saturée et produise du ruissellement avant que la totalité de sa capacité de stockage ne soit saturée.
L'approche appelée « ruissellement sous-maille » (Habets et al., 1999a) se base sur une distribution statistique pour décrire la variabilité spatiale de la capacité d'infiltration de la surface du sol à l'intérieur de la maille.
Cette paramétrisation s'inspire du schéma VIC (Variable Infiltration Capacity) utilisé dans la modélisation du bassin de Xinanjiang (Zhao, 1992). Elle fut ensuite reprise comme paramétrisation du ruissellement dans de nombreux travaux sur les modèles climatiques (Dümenil et Todini, 1992 ; Rowntree et Lean, 1994 ; Ducharne, 1997 ; Ducharne et al., 1998).

Son principe consiste à subdiviser la maille considérée en un nombre infini de réservoirs élémentaires, dont la capacité d'infiltration *i* varie continûment entre 0 et une valeur maximale i_{max}. La Figure III-3a présente schématiquement un exemple de distribution des capacités d'infiltrations sur une maille pour un nombre limité de réservoirs élémentaires. Le contenu en eau w_2 de la maille, est assimilé à la somme des contenus en eau de chaque réservoir élémentaire. Il définit la valeur du contenu en eau des réservoirs qui ne sont pas saturés, ainsi que la fraction de la maille *dS/S* qui est saturée.
Ainsi, on considère que la somme des apports d'eau au sol P_T (hauteur d'eau en mm définie plus haut), se répartit de façon homogène sur la maille, remplit les réservoirs qui ne sont pas saturés et ruisselle sur ceux qu'il remplit à saturation et ceux qui étaient saturés au pas de temps précédent.

A la fin du pas de temps, P_T aura provoqué sur la maille un ruissellement *R* égal à (Eq. *III-28*):

III-28 $$R = P_T - \left(w_{2(t+dt)} - w_{2(t)}\right)$$

représenté sur la Figure III-3a, par la zone hachurée.

Cette paramétrisation permet donc de produire du ruissellement sans avoir besoin de saturer l'ensemble de la maille. De plus, la variation de la valeur du contenu en eau du sol au cours du temps permet de faire varier la fraction de la maille saturée au cours du temps.

Cette idée avait déjà été exploitée dans les travaux de Crawford et Linsley (Fleming, 1975) où la variabilité spatiale de la capacité d'infiltration sur une maille, était définie à l'aide d'une droite passant par zéro. La pente de la droite, fonction de la capacité d'infiltration moyenne pour le pas de temps considéré, variait alors en fonction du contenu en eau au pas de temps précédent et de deux paramètres reliés aux caractéristiques du sol.

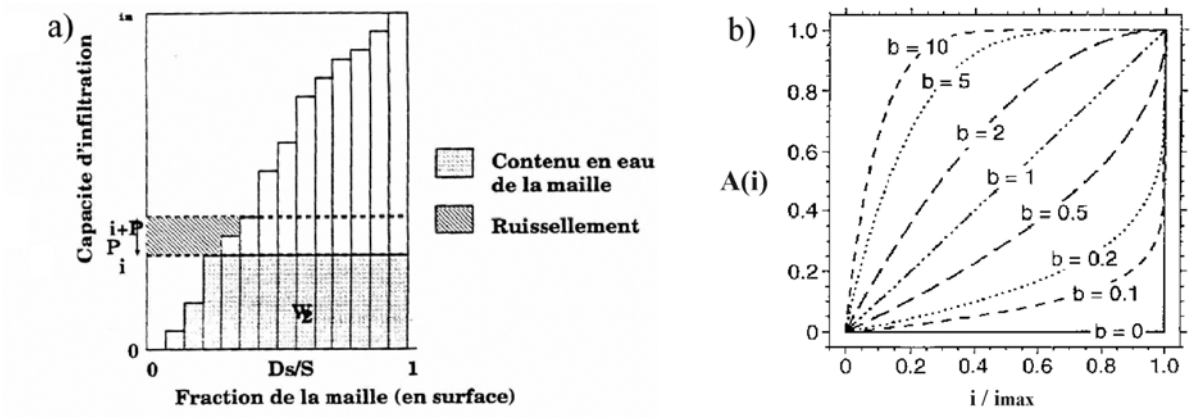


Figure III-3: Le schéma de ruissellement sous-maille ; (a) principe de l'apparition de ruissellement pour une distribution donnée des capacités d'infiltration des réservoirs ; (b) formes des fonctions de répartition *A(i)* pour différentes valeurs du paramètre de courbure *b*, en fonction de la capacité d'infiltration *i* normalisée par la capacité maximale d'infiltration sur la maille i_{max},, pour une capacité moyenne d'infiltration $\bar{i}$ donnée (extrait de Habets, 1998).

La valeur du ruissellement calculé dépend donc à la fois de la valeur de P_T, du contenu en eau du sol w_2 et du type de distribution des capacités d'infiltration sur la maille.

La distribution spatiale des capacités d'infiltration sur la maille est décrite à l'aide d' une loi de probabilité *f(i)* pour la variable aléatoire *i*, dont la fonction de répartition détermine la fraction de la maille *A(i)* (avec $0 \le A(i) \le 1$), pour laquelle les capacités d'infiltration des réservoirs élémentaires sont inférieures à *i*, telle que (Ducharne et al., 1998):

III-29 $$A(i) = 1 - \left(1 - \frac{i}{i_{\max}}\right)^b$$

avec i_{max}, la capacité d'infiltration maximale de la maille et *b* le paramètre de courbure de la fonction.
La loi de probabilité *f(i)* choisie ne décrit correctement la variabilité spatiale de la capacité d'infiltration que dans la mesure où l'espérance *E(i)* de la loi est égale à la capacité d'infiltration moyenne $\bar{i}$ (Ducharne, 1997), (Eq. *III-30*).

III-30 $$E(i) = \int_0^{i_{\max}} i f(i) di = \bar{i}$$

Cette condition lie i_{max} à la capacité d'infiltration moyenne sur la maille $\bar{i}$, par l'équation *III-31*:

III-31 $$i_{\max} = (b+1)\bar{i}$$

Ainsi, pour une maille ayant une capacité d'infiltration moyenne $\bar{i}$ donnée, la valeur de *b* définit,
1 - un intervalle de variation [0 ; i_{max}] pour *i*, à l'aide de l'équation *III-31* et
2 - la forme de sa fonction de répartition sur la maille, à l'aide de l'équation *III-29*.

La Figure III-3b montre que la variation de *b* entre 0 (ruissellement à saturation totale uniquement) et l'infini (saturation immédiate) permet à la fonction de répartition de balayer toutes les possibilités de distribution spatiale des capacités d'infiltration sur la maille.

Nous avons vu sur la Figure III-3a, qu'à un contenu en eau de la maille w_2, correspond un contenu en eau des réservoirs élémentaires que nous appellerons i_0 et une fraction de la maille qui est saturée $A(i_0)$.
On peut alors écrire (Habets, 1998), si on considère l'épaisseur d_2 de la zone racinaire, que

III-32 $$w_2 \times d_2 = \int_0^{i_{\max}} di - \int_0^{i_{\max}} A(i) di$$

Ainsi, si l'on considère le cas particulier où $w_2 = w_{sat}$, on obtient:

III-33 $$w_{sat} \times d_2 = \frac{i_{\max}}{1+b}$$

Si l'on combine les équations *III-32* et *III-33*, on obtient,

III-34 $$A(w_2) = 1 - \left(1 - \frac{w_2}{w_{sat}}\right)^{b/b+1}$$

Cette équation nous permet donc de relier le contenu en eau de la maille au pas de temps précédent à sa fraction saturée, de manière à calculer la quantité de ruissellement sur la maille.

La Figure III-4 montre la variation de la surface de la maille saturée en fonction du contenu en eau du sol et de la valeur du paramètre b, pour un sol à texture limoneuse.

C'est donc le paramètre *b* , premier paramètre de calage dans le cadre de notre étude, qui va contrôler la production de ruissellement sous-maille. Le ruissellement est fort lorsque *b* est grand (forte proportion de réservoirs élémentaires à faible capacité d'infiltration) et faible lorsque *b* est petit (forte proportion de réservoirs à forte capacité).

Malgré plusieurs tentatives pour relier ce paramètre à des grandeurs physiques, nous devons le considérer comme un paramètre de calage sans réelle signification physique (Habets, 1998 ; Etchevers, 2000).

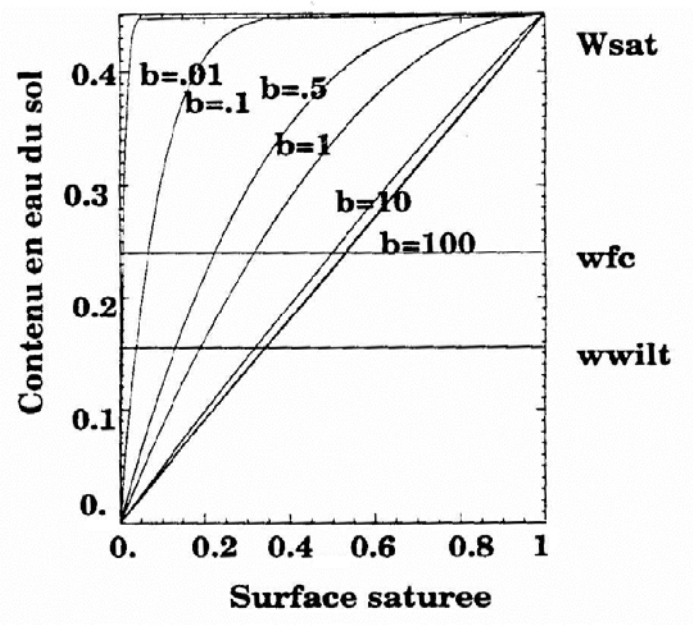


Figure III-4: Variation de la fraction de la maille saturée en fonction du contenu en eau du sol et de la valeur du paramètre de courbure b, pour un sol limoneux dont le contenu en eau à saturation calculé par ISBA vaut w_{sat} = 0,451 m^3/m^3 (Habets, 1998).

Cette figure ainsi que la Figure III-3b montrent qu'il n'est pas nécessaire d'attribuer à *b* des valeurs supérieures à 10, puisque la forme de la fonction de répartition n'évolue que très peu au delà de cette valeur.

La production de ruissellement est limitée à une valeur seuil qui est le point de flétrissement (valeur du contenu en eau du sol en dessous de laquelle les plantes n'arrivent plus à extraire de l'eau du sol), afin de ne pas produire de ruissellement sur un sol très sec (Habets, 1998).

III.1.2.3.1 Contenu en eau du sol et drainage

Une fois que le ruissellement a été calculé, la quantité d'eau *Pg* qui est égale à P_T - *R*, s'infiltre dans les différentes couches du sol à l'aide des équations *III-10* à *III-16*.

La méthode force-restore se retrouve dans le mode de calcul de l'évolution des contenus en eau de chaque couche. Ainsi, les premiers termes des membres de droite des équations *III-10* et *III-11*, représentent le forçage (terme source P_g et terme puits E_g) et les suivants correspondent au terme de rappel à l'équilibre (drainage gravitaire (équations *III-13* et *III-14*) ou diffusion dans le sol (équations *III-15* et *III-16*)).

Le drainage gravitaire se déclenche de haut en bas dans les couches racinaire et profonde dés que le contenu en eau du sol dépasse la capacité au champ (w_{fc}). Son intensité sera fonction de l'écart de son contenu en eau à cette dernière et de la valeur du coefficient force restore C_3.

Le drainage par diffusion est réglé par la valeur des coefficients force-restore C_2 et C_4 et du gradient de contenu en eau entre les couches (eq. *III-13* à *III-16*) et peut fonctionner de bas en haut.

III.1.2.3.1.1 Drainage sous-maille

Lorsque le contenu en eau de la couche racinaire ou profonde passe en dessous de la valeur de la capacité au champ, un mécanisme de production d'écoulement, appelé «drainage sous-maille», se met en place (Habets et al., 1999a ; Etchevers, 2000).
Ce mécanisme a été introduit dans ISBA parce que le modèle ne disposait d'aucun moyen de simuler les écoulements produits au cours des périodes sans pluie, par les réservoirs temporaires et/ou les nappes perchées, non pris en compte en raison de leur petite taille. Or, en période sèche et lorsque le sol était trop sec durant de longues périodes, les débits simulés étaient sous-estimés.

Le paramètre e_b a donc été introduit dans les équations *III-13* et *III-14* d'évolution du contenu en eau des couches racinaire et profonde, pour produire un écoulement minimal linéaire tant que le contenu en eau de la couche se trouve sous la valeur de la capacité au champ. On limite la variation de e_b à l'intervalle [0,001; 0,003], ce qui correspond à une production maximale de quelques mm/jour (Habets et al., 1999a ; Etchevers, 2000).

Le paramètre e_b sera donc le deuxième paramètre de calage du modèle, après le paramètre b du ruissellement sous-maille.

III.2 APPLICATION D'ISBA AU BASSIN DE LLAULLINI

La démarche adoptée pour la modélisation des écoulements du bassin de Llaullini consiste à utiliser le modèle ISBA pour simuler la production d'écoulement sur les sous-bassins non influencés par les aménagements hydrauliques définis précédemment. Le débit simulé par ISBA sur une maille donnée sera calculé en faisant la somme de l'eau draînée à la base de la colonne de sol et de l'eau de ruissellement, que nous multiplierons par la surface de la maille.
Nous avons décidé de réaliser le calage des paramètres et la validation du modèle sur le bassin de Liviñosa (CHAPITRE IV :). Ensuite, ISBA sera appliqué à tous les autres sous-bassins en gardant les mêmes valeurs pour les paramètres calés. Ainsi, nous pourrons tester la capacité du modèle à être extrapolé vers d'autres sous-bassins de contexte similaire à celui sur lequel le calage a été réalisé. Les débits simulés par ISBA sur chaque sous-bassin seront alors introduits dans le système hydraulique développé sous Vensim® (cf. CHAPITRE I :)

Nous devons, pour pouvoir appliquer ISBA sur un sous-bassin donné, définir des mailles de travail pour lesquelles les propriétés des sols, de la végétation et l'intensité du forçage atmosphérique sont connues.

III.2.1 Texture des surfaces

Nous avons vu au début de ce chapitre que nous avons affaire à trois types de surfaces différentes, (en laissant de côté le cas particulier des surfaces glaciaires) :

1. Les surfaces rocheuses
2. Les formations de pente (moraines latérales et cônes d'éboulis)
3. Les formations de fond de vallée (bofedales)

Pour ces deux dernières, la texture exprimée en pourcentage de sable et d'argile est connue (cf.II.1.3.1).

En ce qui concerne les surfaces rocheuses, dont il est par définition impossible d'établir la texture, nous avons fait le choix de les assimiler à un sol ayant une texture de sable pur sur une faible épaisseur. Ce choix peut paraître surprenant, mais il répond bien au besoin de simuler le mieux possible les phénomènes suivants:

- une pluie sur ce type de surface, donne lieu à un ruissellement immédiat, très faiblement retardé par les petits placages superficiels de sol.
- les échanges radiatifs avec l'atmosphère sont intenses

Dans ISBA, la texture purement sableuse est la seule qui permette de générer un écoulement rapide par drainage. Toute autre texture (argileuse ou limoneuse) retarde les écoulements. Il en est de même en termes d'intensité des flux turbulents, puisqu'une texture purement sableuse a une conductivité thermique plus importante que celle d'une texture argileuse.

L'assimilation des surfaces rocheuses à un sol de texture purement sableuse, implique que nous devons lui affecter une épaisseur pour les couches racinaire et profonde. Les petits placages de sol sur la roche peuvent par endroits atteindre des épaisseurs supérieures à 50 centimètres. Nous avons considéré les épaisseurs des couches racinaire et profonde comme étant égales. De cette manière, l'ensemble de l'eau contenue dans le sol peut être extrait par évapotranspiration et le drainage et le ruissellement sont simplifiés.

Cette épaisseur unique pour le sol représentant les surfaces rocheuses doit être étalonnée. Elle constitue donc le troisième paramètre de calage du modèle, après b et e_b.

III.2.2 Forçage climatique

Nous avons vu qu'en zone de montagne, il faut tenir compte des gradients importants de la température avec l'altitude (I.1.3), ainsi que de ceux des variables météorologiques comme la pression atmosphérique et l'humidité spécifique de l'air (cf. V.2).
La prise en compte de cette variabilité spatiale et altitudinale est réalisée à travers la discrétisation du bassin en tranches d'altitude de 300 m (Figure II-4), auxquelles on affecte un forçage atmosphérique moyen sur l'intervalle d'altitude. De cette façon, le forçage atmosphérique, c'est à dire la température, l'humidité, le rayonnement et la pression atmosphérique, le rayonnement solaire et la vitesse du vent utilisés pour les calculs de bilans d'énergie d'ISBA, varie avec l'altitude sur l'ensemble du bassin. Le calcul des valeurs de ces variables sur chaque tranche d'altitude, ainsi que les gradients appliqués, sont détaillés au paragraphe V.2.

III.2.3 Discrétisation du bassin

A l'intérieur de chaque sous-bassin du bassin de Llaullini, nous avons défini des mailles de calcul que nous appellerons des *unités de surface* sur lesquelles ISBA a été appliqué pour calculer l'écoulement (en mm) produit à chaque pas de temps.
Ces unités ont été établies sous Arcview®, à l'aide d'un utilitaire de requête spatiale (Figure III-5)), permettant de croiser dans chaque sous-bassin, la carte des tranches d'altitude du forçage atmosphérique (Figure II-4) avec celle des types de surface (Figure II-5).

Chaque sous-bassin contient donc un certain nombre d'*unités de surface* pour lesquelles la texture et le forçage atmosphérique sont connus et qui seront les mailles de calcul d'ISBA dans notre travail.

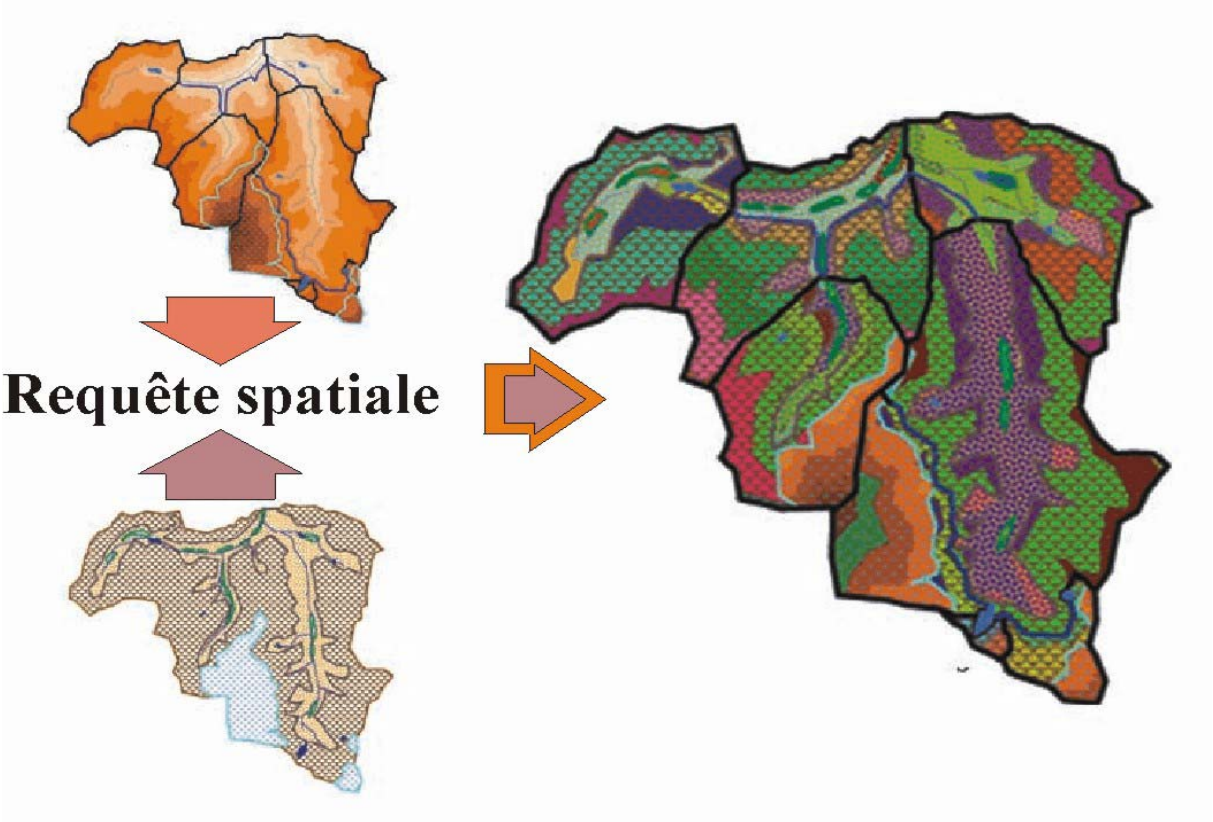


Figure III-5: Croisement de la carte des tranches d'altitude avec la carte des types de surface par requête spatiale sous Arcview®. Le résultat du croisement d'une surface avec une tranche d'altitude dans un sous-bassin, définit une unité de surface. Celles-ci sont représentées par des couleurs différentes dans chaque sous-bassin. Les surfaces glaciaires n'ont pas été prises en compte

Les superficies de chaque unité de surface ont été déterminées à l'aide d'Arcview® (Cf. Annexe D). En les multipliant par les hauteurs d'eau simulées en ruissellement et drainage par ISBA sur l'unité de surface, nous obtenons le volume d'eau en m^3 écoulé sur chaque unité au cours du pas de temps.

Nous ne prendrons pas en compte les glaciers parmi les types de surface car nous ne pouvons pas leur appliquer ISBA. Leur apport au bassin en eau de fonte sera approchée en extrapolant les débits observés à l'exutoire du glacier Zongo, proportionnellement aux surfaces concernées.

III.2.4 Transfert des écoulements à l'intérieur des sous-bassins

Les expériences ponctuelles menées sur les formations de pente et exposées dans l'article présenté en annexe B confirment le rôle significatif des formations de pente sur les écoulements, notamment au début et à la fin de la saison des pluies.

Dans notre travail de modélisation nous n'avons, dans un premier temps, pas pris en compte ce phénomène. Le transfert des écoulements vers l'exutoire d'un sous-bassin donné est réalisé en faisant la somme arithmétique des volumes d'eau produits par chaque unité de surface qu'il contient.
Ceci revient à considérer que les écoulements qui sortent d'une unité de surface donnée rejoignent immédiatement le réseau hydrographique, qui les transfère à l'exutoire du sous-bassin au cours du pas de temps. Nous définirons cette méthode de routage sous le nom de *schéma de routage additif*.

Une fois que nous aurons évalué les résultats obtenus en utilisant le schéma de routage additif, nous les comparerons à ceux obtenus avec un autre schéma de routage, appelé *schéma de routage contributif* (cf. V.4.3.3), qui tient compte des résultats qualitatifs de l'article présenté plus haut.

Quel que soit le schéma de routage utilisé, les écoulements à l'exutoire sont cumulés pour obtenir le volume journalier produit par le sous-bassin. Ces volumes constituent ensuite les entrées du modèle de fonctionnement du système hydroélectrique évoqué en II.1.2 et décrit au CHAPITRE I :.

III.3 SYNTHESE DU CHAPITRE

Dans ce chapitre nous avons présenté la vallée du Zongo qui se situe sur le versant oriental de la Cordillère Royale des Andes. Les calottes glaciaires qui coiffent les sommets provoquent une variabilité saisonnière du régime d'écoulement dans les cours d'eau, très dépendante de la fonte des glaces en saison sèche.

Une description générale du système hydraulique présent dans la vallée et utilisé par la Compagnie Bolivienne d'Energie Electrique (Cobee) pour alimenter la ville de La Paz en électricité, explique l'intérêt opérationnel du travail de modélisation que nous présentons dans ce mémoire.

Notre zone d'étude, le bassin de Llaullini, a été discrétisé en un ensemble de 8 sous-bassins (Huayna, Plataforma, Charquini, Tiquimani, Viscachani, Taypikhuchu, Liviñosa, Botijlaca).

Il contient quatre types de surfaces:
- Calottes glaciaires
- Surfaces rocheuses
- Formations de pente
- Fond de vallées (localement appelés bofedales)

Leurs caractéristiques géomorphologiques ainsi que leur répartition spatiale sont décrites. En dehors des surfaces glaciaires qui sortent du cadre de notre étude et des formations de pente, leur influence en terme de transferts de l'eau dans le bassin est négligeable à l'échelle de la journée.
Les formations de pente, bien que représentant une faible proportion du bassin, ont fait l'objet d'une étude détaillée (article accepté dans *Catena*), d'où il ressort qu'elles exercent un retard significatif à l'échelle journalière sur les écoulements notamment en début et fin des saisons de pluies.

Le modèle ISBA est ensuite décrit schématiquement en insistant un peu sur la simulation des processus qui intéressent plus particulièrement le contexte de notre étude, à savoir la fonte de la neige, le ruissellement et le drainage.

Finalement, la méthode de construction des *unités de surface* par croisement des tranches d'altitude et des types de surface est décrite. ISBA sera appliqué sur chacune d'elles pour calculer leur production d'écoulement. Un *schéma de routage additif* qui n'introduit pas de retard durant le transfert des écoulements depuis les unités de surface jusqu'à l'exutoire des sous-bassins, est mis en place. Un *schéma de routage contributif* dans lequel le rôle des formations de pente dans le transfert est pris en compte sera comparé au précédent à l'issue du calage des paramètres d'ISBA.

CHAPITRE IV : LES DONNEES DISPONIBLES

Modéliser les débits à l'exutoire d'un bassin requiert la connaissance des données d'entrée du modèle à partir desquelles il pourra simuler des débits. Ces données doivent être mesurées sur le bassin et critiquées de manière à appréhender leur influence sur les résultats du modèle.

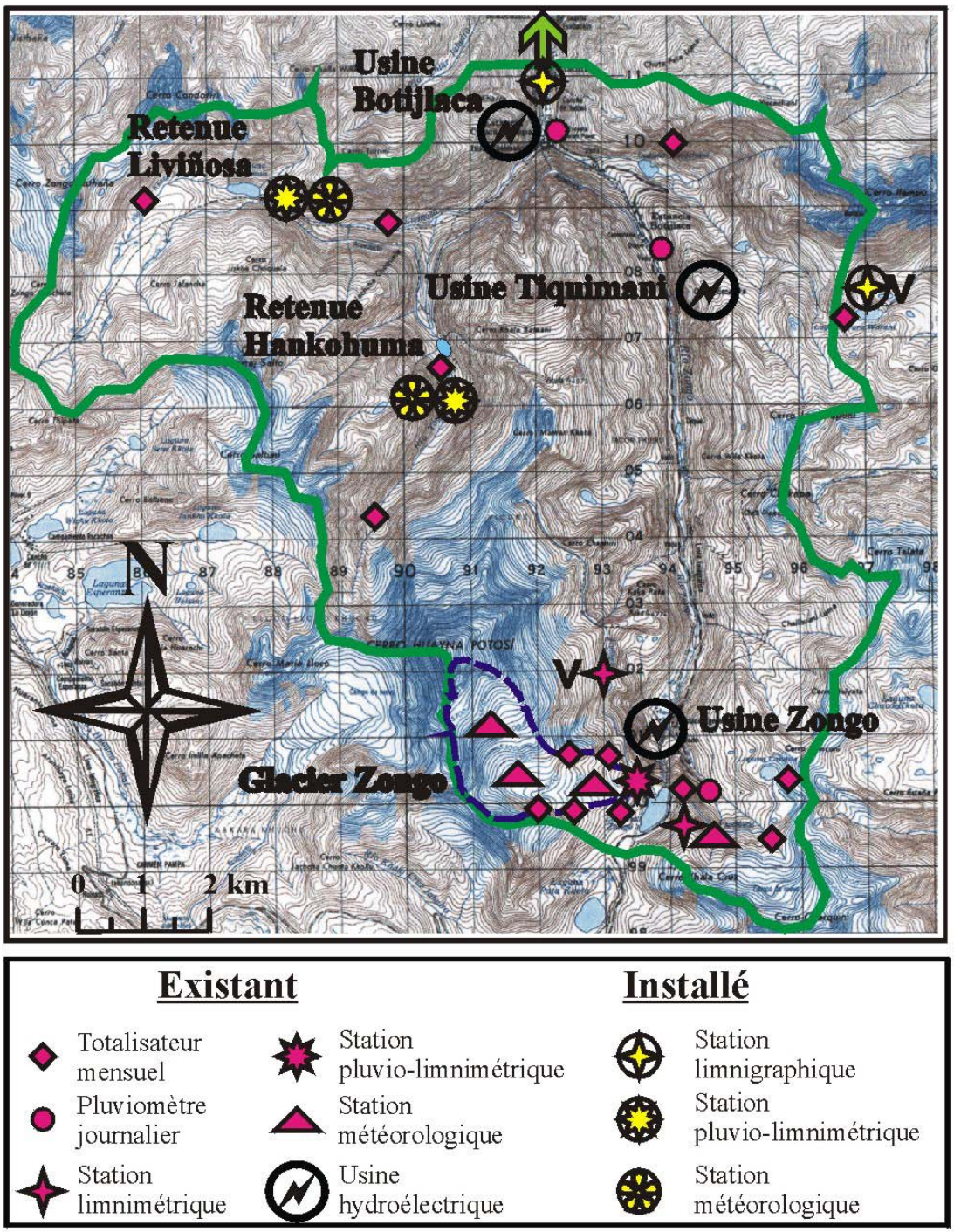


Figure IV-1: Dispositif de mesure original et installations nouvelles. Les stations accolées à la lettre V ont été volées.

Les données d'entrée d'ISBA sont:

- les précipitations liquides (mm),
- les précipitations solides (mm),
- la température (°K),
- l'humidité spécifique de l'air (kg/kg),
- le rayonnement solaire (Watt/m²),
- la pression atmosphérique (Pa),
- le rayonnement atmosphérique (Watt/m²),
- la vitesse du vent (m/s).

Elles doivent être disponibles au pas de temps demi-horaire et par intervalles de 300 mètres de dénivelé pour intégrer dans le modèle leurs variations avec l'altitude. ISBA calcule en sortie un débit à l'exutoire que l'on doit comparer aux observations, pour juger de la qualité de la simulation.

A l'origine, le réseau de mesure existant sur le bassin de Llaullini était insuffisant pour récolter ces données. Il comprenait des appareils de mesure des précipitations, de la température, de l'humidité relative, du rayonnement solaire et de la vitesse du vent. La position des appareils ne permettait pas de décrire la variabilité spatiale des grandeurs mesurées. La plupart d'entre eux étaient disposés dans la vallée principale et autour du glacier Zongo et trop peu dans les deux autres vallées de Taypikhuchu et Liviñosa (Figure V-1) qui représentent plus de 40 % de la surface totale du bassin de Llaullini.

En ce qui concerne les précipitations, le pas de temps de mesure des pluviomètres existants était journalier ou mensuel. Il ne nous renseignait pas sur les intensités de précipitation demi-horaires requises par ISBA.
Enfin, la vallée ne comptait pas de stations de mesure de débits des cours d'eau. Par le passé, la Cobee a aménagé des seuils de contrôle des débits sur la rivière Zongo et sur quelques affluents plus petits, mais les crues de la saison des pluies les ont pratiquement tous détruits.

Il était donc nécessaire d'installer d'autres appareils de mesure pour compléter le réseau existant et disposer ainsi de l'information nécessaire à l'utilisation d'ISBA. Ce travail a été fait à l'occasion d'un séjour d'une année sur le terrain.
Après une brève présentation du réseau de mesures existant sur l'ensemble de la vallée du Zongo, nous décrivons dans ce chapitre les nouvelles stations installées sur le bassin de Llaullini. Les données obtenues sont ensuite présentées synthétiquement de manière à décrire le comportement hydrologique général du bassin de Llaullini.

IV.1 LES APPAREILS DE MESURE

IV.1.1 Les stations existantes

Le travail développé conjointement par la Cobee et l'IRD depuis 1992, a permis la mise en place d'un réseau de mesures qui s'étend depuis le glacier Zongo jusqu'à la dernière usine hydroélectrique, Huaji située à 945 m d'altitude.
Ce réseau de mesures est composé de :

- 10 pluviomètres journaliers (surface d'interception: 400 cm²), installés à proximité de chacune des usines hydroélectriques.
- 14 pluviomètres totalisateurs mensuels type 200 et 2000 (surface d'interception: 380 et 1964 cm²), (Macarez, 1997de) situés dans différents bassins en amont de l'usine Harca (1480 m).
- 6 pluviomètres totalisateurs mensuels de type 2000 (surface d'interception: 1964 cm²) situés sur les moraines et la surface du glacier Zongo. Leur localisation et description précise est consultable sur les rapports annuels édités par l'antenne de l'IRD à La Paz (Sicart et al., 1998 ; Leblanc et al., 2000).
- 10 usines hydroélectriques dont la production connue à un pas de temps horaire permet de calculer les débits turbinés (Reinhardt, 1997 ; Caballero, 1998)
- Les relevés bi-journaliers du niveau de l'eau dans la retenue Zongo
- 2 stations limnigraphiques automatiques Elsyde type «Chloe» qui contrôlent les débits à la sortie des canaux Prado et Alpaca. Ceux-ci sont utilisés pour la récupération des eaux du sous-bassin Charquini et du versant est du Huayna Potosi, respectivement.
- Une station pluvio-limnigraphique (4830 m) située à l'exutoire du glacier Zongo (Leblanc et al., 2000).
- 4 stations météorologiques situées à côté de la retenue Zongo (4750 m), au niveau du front du glacier Zongo (5025 m), et sur le glacier lui-même (5150 m et 5500 m) (Leblanc et al., 2000).

Ainsi, sur l'ensemble de la vallée du Zongo, le réseau de mesure se concentrait particulièrement sur le glacier Zongo, objet du programme de recherche NGT, ainsi que sur les usines hydroélectriques de la Cobee. La Figure V-1 présente le type et l'emplacement des appareils de mesure existant dans le bassin de Llaullini, partie haute de la vallée du Zongo. Elle présente aussi les appareils que nous avons installés en collaboration avec le personnel de la Cobee et de l'Institut d'Hydrologie et d'Hydraulique.

IV.1.2 Les nouvelles stations

Deux stations limnigraphiques automatiques ont été installées à l'exutoire du bassin de Llaullini et au point d'entrée des eaux en provenance du bassin voisin de la rivière Tiquimani; cette dernière a été volée peu de temps après son installation. Une troisième station, située sur le canal Alpaca débouchant sur la retenue Zongo, a aussi été dérobée après un court fonctionnement. Deux autres stations complétées par des pluviographes ont été installées à l'exutoire des deux sous-bassins Taypikhuchu et Liviñosa. Enfin, J.P. Chazarin, ingénieur IRD à La Paz, a conçu deux stations météorologiques automatiques qui ont été installées plus tardivement sur les sites de Taypikhuchu et Liviñosa.

IV.1.2.1 LES STATIONS HYDRO ET PLUVIOMETRIQUES

La description des stations qui suit est extraite d'un rapport d'activité (Caballero et Pillco, 2000) réalisé avec l'ingénieur Ramiro Pillco de l'Institut d'Hydraulique et d'Hydrologie (IHH) de La Paz, Bolivie.

IV.1.2.1.1 Description technique du matériel

IV.1.2.1.1.1 La centrale d'acquisition

Les stations automatiques limnigraphiques et pluvio-limnigraphiques utilisent la même centrale d'acquisition. Désignée sous le nom de « Limni 92 » (construite par Serpe-Isem), cette centrale est alimentée par une batterie de 12 V, rechargée par un panneau solaire (Figure IV-2). Elle stocke les mesures des capteurs limnigraphiques et pluviographiques.
Deux mémoires de 32 octets chacune permettent à la station de stocker jusqu'à 11 000 observations, lui conférant ainsi une autonomie d'un mois avec une mesure toutes les 5 minutes. De plus, il est possible de programmer la station pour qu'elle ne stocke une mesure que si celle-ci diffère d'une valeur préétablie, (appelée sensibilité minimale d'enregistrement), de celle du pas de temps précédent. Ceci augmente considérablement l'autonomie de la station.

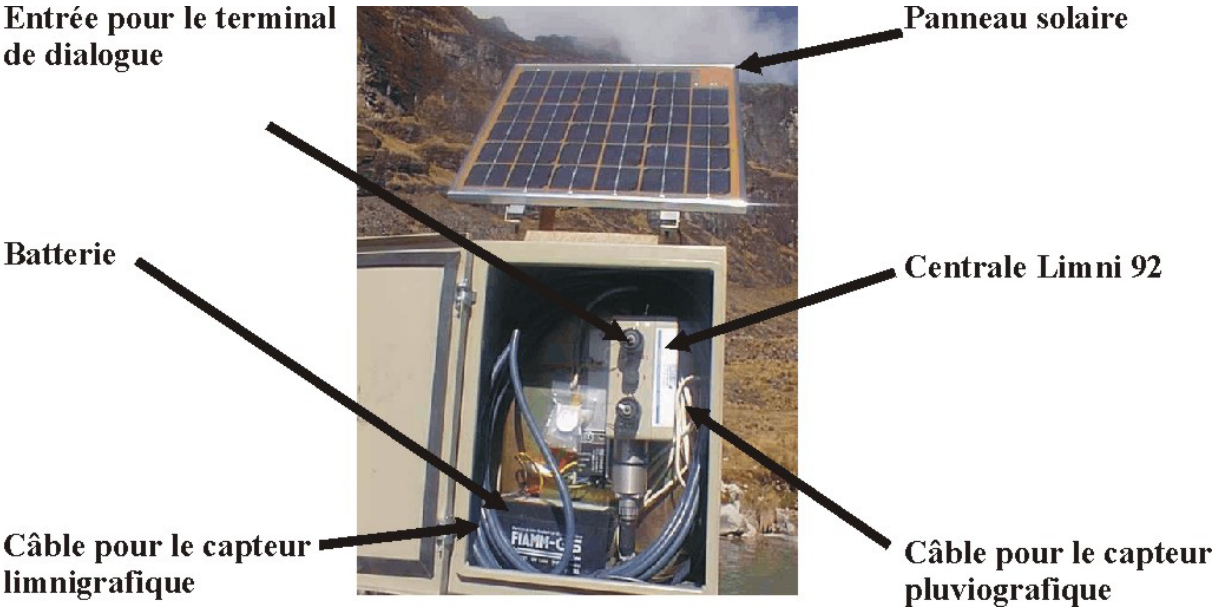


Figure IV-2: Centrale d'acquisition type «Limni 92» surmontée d'un panneau solaire.

La centrale affiche aussi la température de l'eau, de l'air et le voltage de la batterie, ce qui permet de contrôler son bon fonctionnement. Un terminal de dialogue de type TD91, composé d'un clavier et d'un petit écran LCD permet à l'opérateur de dialoguer avec la centrale. Les données sont récupérées en connectant à la centrale une cartouche de transfert de type «grenade IEL» de 512 Ko de mémoire, que l'on connecte ensuite à un ordinateur pour le transfert final vers le disque dur via le logiciel «Visual».
Une option de transfert par satellite ou téléphone est aussi disponible (Serpe-Isem, 1996).

IV.1.2.1.1.2 Le capteur limnigraphique :

Le capteur limnigraphique type «CCI» est composé d'un capteur de pression et d'une carte électronique contenus dans un cylindre étanche de 30 cm de long et 6 cm de diamètre. Placé au fond de la rivière, il mesure la pression de la colonne d'eau qui le surmonte et la température et les transmet à la centrale qui effectue la conversion en hauteur d'eau avec une correction préalable de température.

IV.1.2.1.1.3 Le capteur pluviographique

Il s'agit d'un pluviographe à augets basculeurs (Figure IV-3). Il se présente sous la forme d'un cône récepteur de 1000 cm² de superficie, qui conduit l'eau captée vers deux petits augets situées à sa base et calibrés pour recevoir 20 cm^3 d'eau. Lorsque l'un des deux augets est plein, il bascule sous l'effet de son poids, plaçant automatiquement l'autre en position de remplissage, prêt à continuer la mesure.

Lors du basculement, l'eau du premier auget est déversée dans un réservoir étanche pour pouvoir contrôler la mesure, par comparaison du volume stocké avec le nombre de basculements des augets.

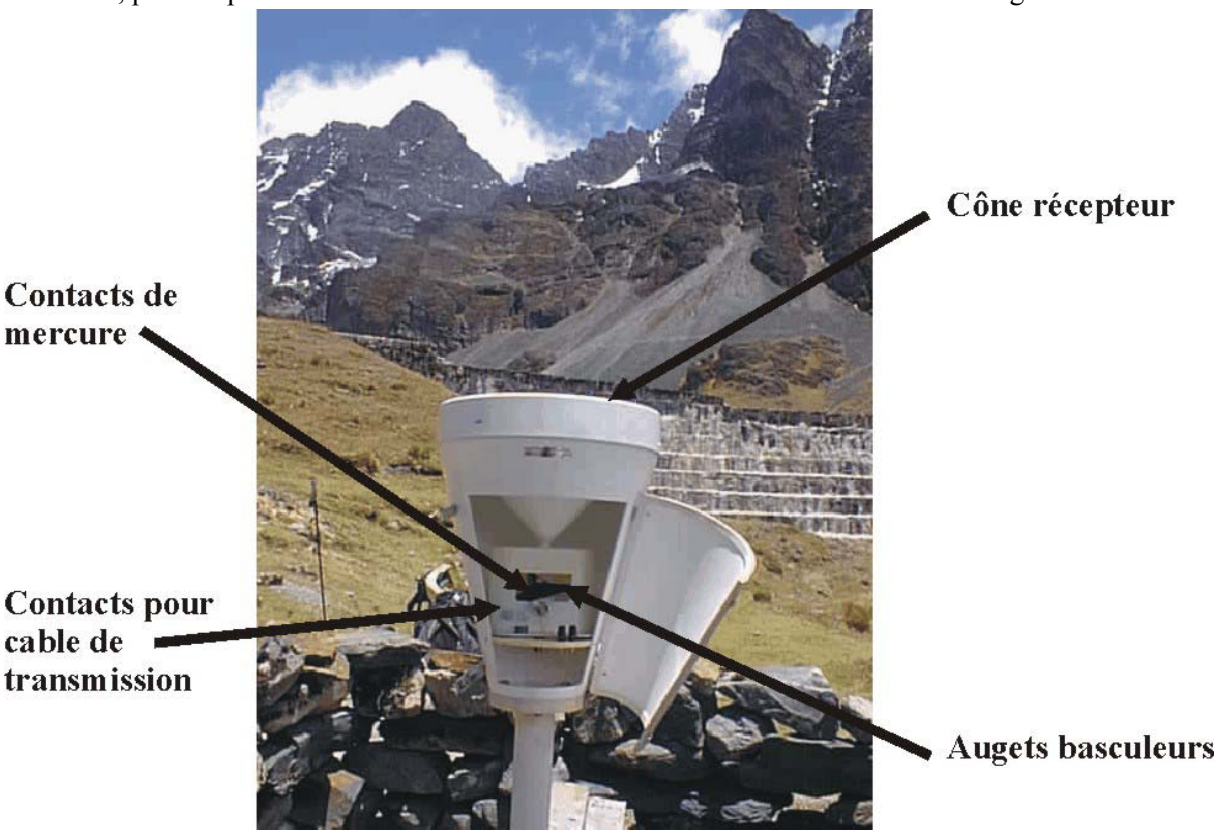


Figure IV-3: Pluviographe à augets basculeurs de la station de Liviñosa.

Un contact de mercure envoie, lors de chaque basculement, un signal électrique par câble à la centrale qui enregistre à la seconde près l'instant de ce basculement. De cette manière, la fréquence des basculements des augets permet de mesurer l'intensité de la précipitation.

Le matériel décrit équipe donc les trois nouvelles stations de Llaullini, Taypikhuchu et Liviñosa. Etant donné son efficacité, il a aussi été utilisé pour moderniser les stations limnigraphiques existantes près du glacier Zongo (stations Prado, Tubo et Alpaca) qui servent à contrôler l'apport des canaux à la retenue Zongo.

IV.1.2.1.2 Localisation géographique

IV.1.2.1.2.1 La station Llaullini

La station de Llaullini (16° 11' 17,8'' de latitude Sud; 68° 08' 41,7'' de longitude Ouest; 3417 m d'altitude) est une station limnigraphique située à l'exutoire du bassin. C'est la station la plus importante de notre réseau car elle est la seule qui permet d'observer l'influence des aménagements hydroélectriques sur les écoulements naturels. En effet, elle contrôle le passage d'eau qui a été utilisée pour faire tourner les turbines de trois usines (Zongo, Tiquimani, Botijlaca). Le capteur limnigraphique est placé à l'abri d'un gros rocher (Annexe E, photo 1), sur une section naturelle de la rivière.

IV.1.2.1.2.2 La station Taypikhuchu

La station Taypikhuchu (16° 13' 33,4'' de latitude sud; 68° 09' 14,1'' de longitude ouest; 3950 m d'altitude) est située au dessus de la retenue Hankohuma, qui se trouve sur la rivière Taypikhuchu en amont des prises d'eau des canaux d'alimentation de l'usine Botijlaca. C'est une station pluvio-limnigraphique automatique dont le capteur limnigraphique est placé devant un déversoir triangulaire de 60 ° d'ouverture (Annexe E, photo 2).

Elle permet de contrôler les écoulements et les précipitations du sous-bassin Taypikhuchu qui a une alimentation glacio-nivo-pluviale, puisqu'il contient le versant nord du Huayna Potosi.

IV.1.2.1.2.3 La station Livinosa

La station Liviñosa (16° 11' 97,7'' de latitude sud; 68° 10' 83,1'' de longitude ouest; 4125 m d'altitude) est située sous la retenue Liviñosa (Annexe E, photo 3). C'est une station pluvio-limnigraphique automatique, dont les caractéristiques sont les mêmes que celles de la station Taypikhuchu. Elle permet de contrôler les écoulements et les précipitations du sous-bassin Liviñosa qui a une alimentation pluvio-nivale.
La présence de la retenue Liviñosa en amont de la station provoque une perturbation de la mesure lors des périodes de vidange. Une correction des débits observés à la station a donc été réalisée pour la période concernée, en fonction des hauteurs d'ouverture de la vanne de vidange (cf. V.1). Pour cela, nous avons réalisé une campagne de jaugeages qui a permis de déterminer le débit correspondant au degré d'ouverture de la vanne.

IV.1.2.1.2.4 La station Lengua de Vaca

La station Lengua de Vaca avait été installée pour contrôler les apports en provenance des retenues de Guaraguarani, Taipicota, Hatilata, situées dans le bassin de la rivière Tiquimani, et dont les eaux alimentent l'usine du même nom. Malheureusement, cette station fut dérobée en janvier 2000 et nous n'avons pu procéder à son remplacement.

IV.1.2.2 LES STATIONS METEOROLOGIQUES

Quatre stations météorologiques sont installées sur où à proximité du glacier Zongo. La seule station dont les mesures sont utilisables dans le contexte de notre étude, est la station Mevis, de fabrication allemande, située à côté de la retenue Zongo, au lieu dit «La Plataforma». En effet, toutes les autres se trouvent sur la surface du glacier Zongo, au dessus duquel, les caractéristiques climatiques des basses couches de l'atmosphère sont influencées par la présence de la glace (forte inertie thermique, albédo variable, amplification du rayonnement par réflexion sur les parois, etc….(Sicart et al., 1998)). De plus, la station Mevis est celle qui présente le moins de lacunes, car les autres sont placées dans un milieu extrême.
La station Mevis mesure (Leblanc et al., 2000) au pas de temps demi-horaire,

- la température sèche de l'air (sous abri et sans ventilation situé à 190 cm du sol),
- l'humidité relative, le capteur utilisé est un hygrothermomètre capacitif situé à 190 cm du sol, dont la technique de mesure est basée sur le principe de variation de la capacité d'un condensateur avec l'humidité. Ces capteurs d'une précision avancée par la notice technique de l'ordre de 3%, sont peu sensibles à la température mais peuvent saturer pour de fortes humidité relatives (Sicart et al., 1998),
- le rayonnement solaire, avec un pyranomètre courtes longueurs d'onde situé à 155 cm du sol,
- la vitesse du vent avec un anémomètre situé à 2 m de la surface du sol,
- la température à 1m de profondeur dans le sol.

On trouvera une description détaillée des différents capteurs de cette station dans les rapports de l'IRD La Paz (Sicart et al., 1998 ; Leblanc et al., 2000)

IV.2 DYNAMIQUE HYDROLOGIQUE GENERALE DU BASSIN

Nous présentons dans cette partie, au vu des données mesurées sur le bassin de Llaullini, des commentaires généraux sur la dynamique hydrologique du bassin. Nous verrons tout d'abord les ordres de grandeur des précipitations annuelles et mensuelles observées, puis nous détaillerons leur dynamique journalière sur le bassin. Les débits observés seront ensuite présentés et analysés au travers d'une brève comparaison du comportement de deux sous-bassins, l'un partiellement glaciaire et l'autre non glaciaire.

IV.2.1 Précipitations sur le bassin de Llaullini

Comme nous l'avons vu en début de chapitre, plusieurs types d'appareils de mesure différents sont utilisés dans le bassin pour la mesure de la pluie (Figure IV-1):

- 14 pluviomètres totalisateurs (PT), sont utilisés pour mesurer la pluviométrie mensuelle sur le bassin depuis septembre 1997. Six d'entre eux sont disposés autour du glacier Zongo, les autres étant placés dans les différents sous-bassins pour connaître l'influence de leur orientation et relief sur la pluviométrie. La précision minimale estimée est de 5 mm car la mesure est faite directement sur le pluviomètre en mesurant la hauteur entre la surface de l'eau et le rebord. De ce fait la qualité des observations est très variable. Par exemple, *Bajo Viscachani* situé à l'est de l'usine Botijlaca sur la Figure IV-1, affiche des cumuls mensuels négatifs à plusieurs reprises (Annexe F) et sera donc exclu des analyses.

- 3 pluviomètres journaliers (PJ), dont 2 situés au voisinage des usines hydroélectriques et un au lieu dit «La Plataforma», à côté de la retenue Zongo, sont surveillés par les agents de la Cobee. Les données qu'ils fournissent ne présentent que peu de lacunes (aucune sur notre période d'étude 1999 - 2000) et la précision de la mesure a été estimée à 1 mm par Macarez, 1997.

- 3 pluviographes à augets basculeurs (PG), branchés sur les stations pluvio-limni 92 automatiques. L'un est installé au pied du glacier Zongo (Huayna 4830) et les deux autres dans les deux sous-bassins les plus importants (Liviñosa et Taypikhuchu). Ils nous renseignent sur les intensités de précipitation dans la zone d'étude, depuis août 1999 pour Huayna 4830 et Taypikhuchu et depuis octobre 1999 pour Liviñosa, avec toutefois de nombreuses lacunes. Le tarage de ces pluviographes a été contrôlé une première fois à leur installation et une deuxième fois 6 mois plus tard, en vérifiant que leurs augets contiennent effectivement 20 ml d'eau. La précision de la mesure est de 0,2 mm correspondant au basculement d'un auget.

Des corrélations linéaires entre appareils ont permis de combler plusieurs lacunes sur les données journalières des trois pluviographes.

PG Taypikhuchu	= 0,78 * PJ Tiquimani;	$R^2 = 0,67$;	N = 248
PG Liviñosa	= 1,08 * PG Taypikhuchu;	$R^2 = 0,74$;	N = 195
PG Liviñosa	= 0,83 * PJ Tiquimani;	$R^2 = 0,53$;	N = 313
PG Huayna 4830	= 0,57 * PG Liviñosa;	$R^2 = 0,34$;	N = 287

Les coefficients de corrélation obtenus sont parfois très médiocres comme dans le cas du PG Huayna 4830 avec celui de Liviñosa. Cependant, les résultats présentés sont les meilleurs que nous ayons pu obtenir entre les appareils présentant une lacune et ceux qui possèdent des enregistrements sur la période correspondante. Ils attestent de la grande variabilité spatiale des précipitations en milieu de haute montagne.

Nous avons choisi d'utiliser ces relations, malgré leur qualité relative, car elles constituent le seul moyen de décrire la dynamique des précipitations sur l'ensemble du bassin et de comparer les mesures des différents appareils entre eux sur une période contenant une année hydrologique. Néanmoins elles ont été utilisées sur des périodes courtes à faible pluviométrie, de manière à fausser le moins possible les analyses qui suivent.

Une série de données journalières sur l'année hydrologique 1999-2000 a ainsi pu être constituée pour les trois pluviographes. Sur cette année, nous avons comblé des lacunes de 29 jours pour le PG Huayna, 82 jours pour le PG Taypikhuchu et 51 jours pour le PG Liviñosa, correspondant à des périodes de faible à très faible précipitation.

IV.2.1.1 PRECIPITATIONS ANNUELLES

Deux des trois pluviomètres journaliers présentés plus haut, Plataforma (4750 m) et Botijlaca (3492 m) sont opérationnels depuis 29 ans. La Figure IV-4 présente la série des précipitations annuelles disponible à ces deux stations (gauche), ainsi que leurs principaux descripteurs statistiques (droite).

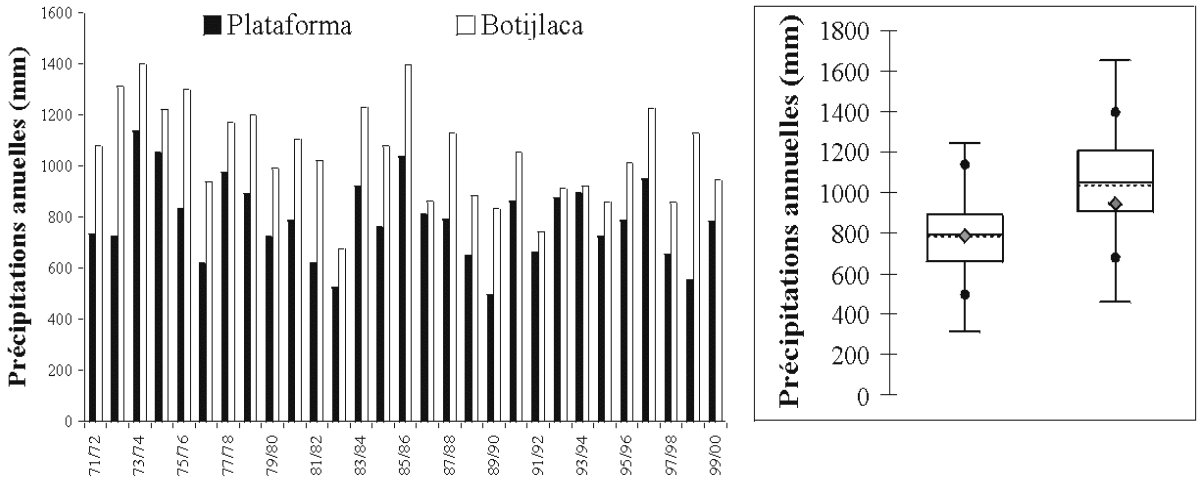


Figure IV-4: Gauche: précipitations annuelles en mm mesurées aux pluviomètres journaliers des usines Botijlaca et Plataforma sur la période 1971 - 2000. Droite: représentation graphique de type "Boîte à moustache" ("Box plot") pour Plataforma (gauche) et Botijlaca (droite); le trait central en pointillé représente la médiane, ici presque confondue avec la moyenne représentée en trait plein. Les bords inférieur et supérieur de la boîte représentent respectivement les quartiles inférieurs et supérieurs (Q1 et Q3), et les bords de la moustache respectivement Q1-1.5(Q3-Q1) et Q3+1.5(Q3-Q1). Les points noirs représentent les minima et maxima et les rhomboèdres gris les précipitations annuelles sur l'année 1999/2000.

L'année 1999/2000 correspond à la période pendant laquelle nous procéderons au calage d'ISBA.
C'est une année dont la pluviométrie annuelle (786 mm pour Plataforma et 945 mm pour Botijlaca), est proche de la pluviométrie annuelle moyenne du bassin sur les 29 ans de mesure (789 mm pour Plataforma et 1052 mm pour Botijlaca).
Les précipitations à la Plataforma sont systématiquement inférieures à celles de Botijlaca. Il existe donc un gradient des précipitations fonction de l'altitude entre ces deux points, mais celui-ci présente une variabilité interannuelle importante.

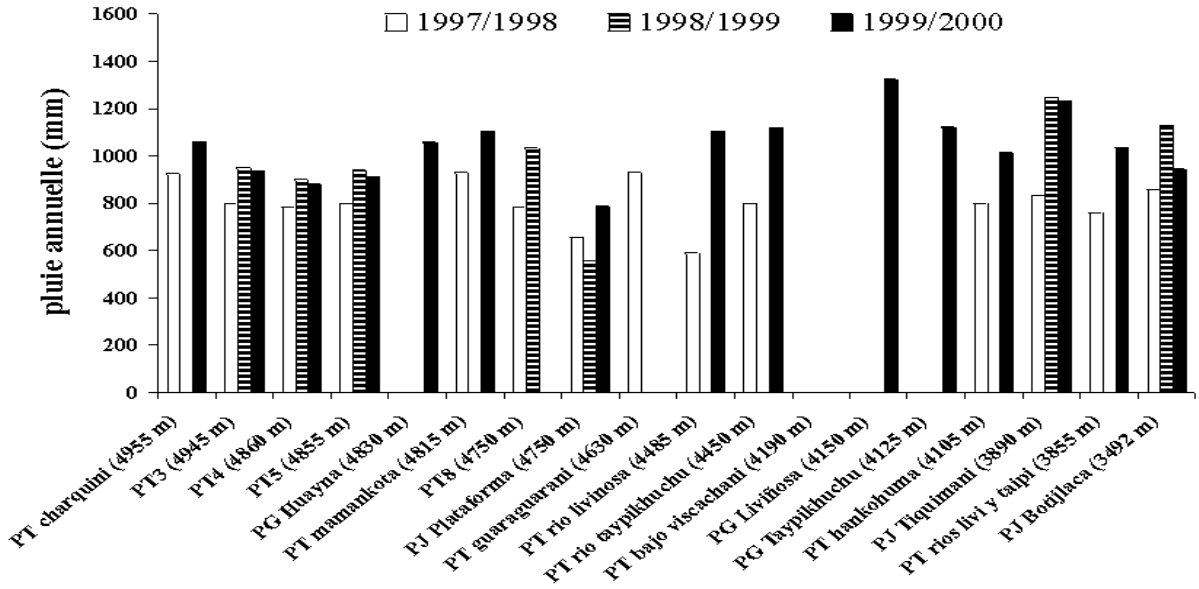


Figure IV-5: Précipitations annuelles pour 3 années hydrologiques, mesurées sur l'ensemble des pluviomètres du bassin de Llaullini classés par ordre d'altitude décroissante de la gauche vers la droite. PT : totalisateurs mensuels; PT1..8: totalisateurs autour du glacier Zongo; PJ: journaliers aux usines; PG: Pluviographes.

La Figure IV-5 montre que si l'on s'intéresse à l'ensemble des précipitations mesurées aux différents pluviomètres du bassin sur les trois dernières années, on ne retrouve pas ce gradient.

En haute montagne, les précipitations présentent une variabilité extrêmement importante (Barry, 1992). L'hétérogénéité spatiale des précipitations est d'autant plus grande que le relief est accidenté.
Il a néanmoins été démontré (Flohn, 1970; Lauscher, 1976 in Barry, 1992) qu'en milieu tropical d'altitude la pluviométrie annuelle augmentait jusqu'à une altitude de 1000 à 1500 m, à partir de laquelle elle commençait à diminuer, en présentant toutefois des maximums secondaires et des inversions de gradients causées par des circulations atmosphériques locales (Lauer, 1975 in Barry, 1992). Ces gradients peuvent aussi varier en fonction de la direction du vent et de l'orientation des vallées. Il est donc assez difficile de fixer des lois d'évolution de la pluviométrie avec l'altitude ou les orientations des bassins.

Les Figure IV-6, Figure IV-7 et Figure IV-8 présentent les précipitations annuelles pour trois années, mais cette fois en regroupant ensemble les pluviomètres de chaque vallée secondaire du bassin de Llaullini, c'est à dire la vallée de la rivière Zongo, celle de la rivière Taypikhuchu et celle de la rivière Liviñosa. De cette manière, nous diminuons l'influence du relief sur les observations. Là encore, nous n'observons pas de tendance commune de variation de la précipitation avec l'altitude pour les trois années. Il est cependant probable que le fait de comparer des appareils de type différent perturbe l'analyse car leur surface de réception, leur forme et donc leur interaction avec le vent diffèrent.

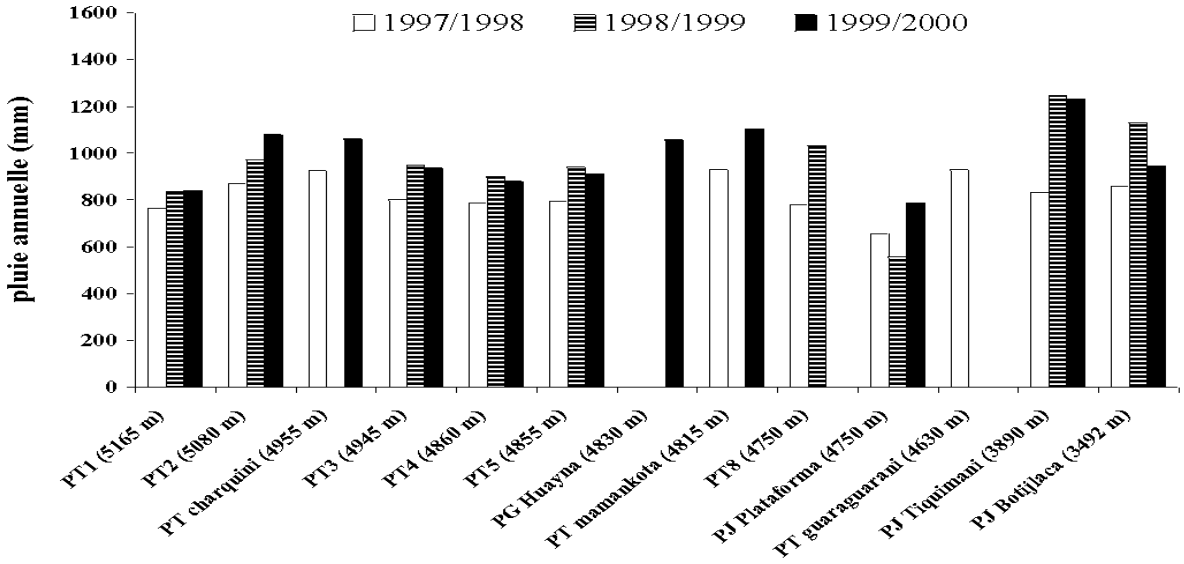


Figure IV-6: Précipitations annuelles mesurées aux pluviomètres de la vallée de la rivière Zongo classés par altitude décroissante de gauche à droite. PT : totalisateurs mensuels; PT1..8: totalisateurs autour du glacier Zongo; PJ: journaliers aux usines; PG: Pluviographes.

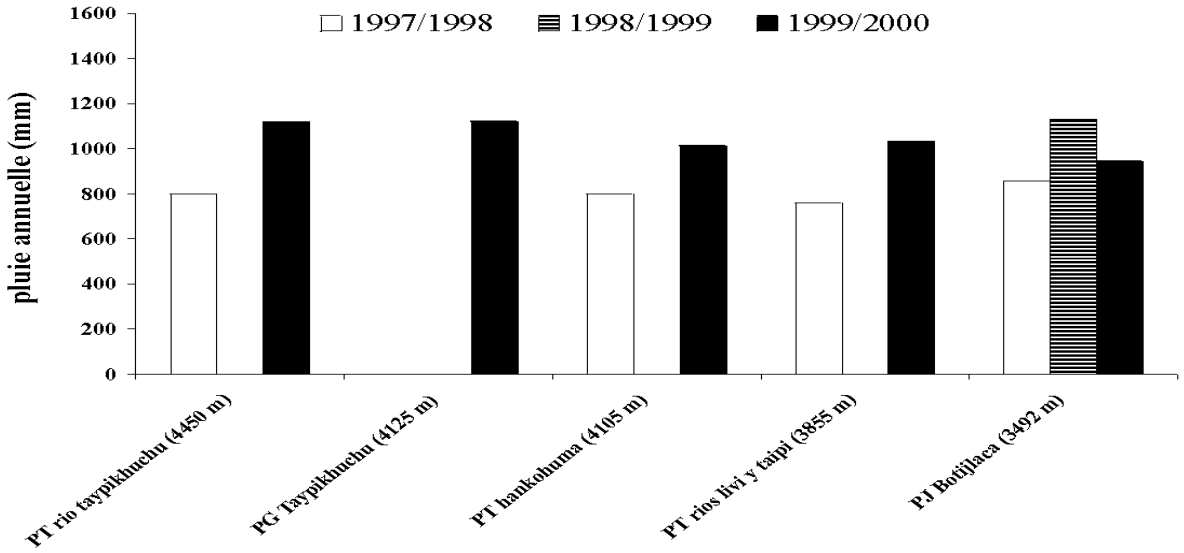


Figure IV-7: Précipitations annuelles mesurées aux pluviomètres de la vallée de la rivière Taypikhuchu classés par altitude décroissante de gauche à droite. PT : totalisateurs mensuels; PJ: journaliers aux usines; PG: Pluviographes

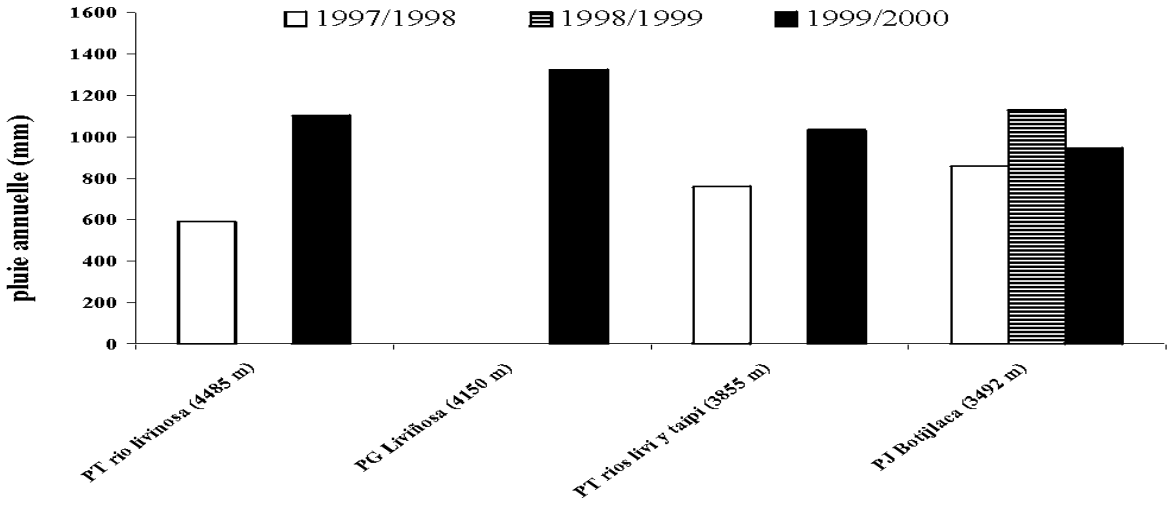


Figure IV-8: Précipitations annuelles mesurées aux pluviomètres de la vallée de la rivière Liviñosa classés par altitude décroissante de gauche à droite. PT : totalisateurs mensuels; PJ: journaliers aux usines; PG: Pluviographes.

Les totalisateurs sont les appareils qui présentent les plus grandes différences entre eux d'une année sur l'autre (Figure IV-5). On observe des pertes sur certains d'entre eux et ils font parfois l'objet d'actes de malveillance. La qualité de leur mesure est douteuse car la personne qui s'en charge est rarement la même, ce qui multiplie les risques d'erreur. Travailler avec la seule information des totalisateurs ou bien la combiner avec les observations des autres types de pluviomètres est très risqué étant donné l'incohérence de certaines observations (Figure IV-6). Par exemple, la Figure IV-8 montre pour l'année 97-98 une tendance à la décroissance des précipitations entre les deux PT et une tendance inverse pour l'année 99-00. Il faut, à notre avis, attendre de disposer d'observations sur une période plus étendue pour extraire des informations fiables de l'analyse des données des totalisateurs.

Les pluviographes ont été étalonnés à leur installation mais leur position dans des vallées différentes du bassin rend très hasardeux le calcul d'un gradient à partir de leur seules observations. Si on les combine avec les pluviomètres journaliers, cela introduit un gradient des précipitations positif entre eux et le pluviomètre journalier qui se trouve plus bas (Figure IV-7, Figure IV-8), qui va à l'encontre de l'observation à l'échelle annuelle sur les données des pluviomètres journaliers (Figure IV-4). Or, les pluviographes présentent souvent des valeurs de précipitations supérieures aux valeurs observées par les totalisateurs ou les pluviomètres journaliers qui leur sont proches. C'est le cas entre le PG Taypikhuchu et le PT Hankohuma (Figure IV-7) et entre le PG Huayna et le PT5 et le PJ Plataforma relativement proches les uns des autres (Figure IV-6). Le PT Mamankota situé à la même altitude que le pluviographe présente des valeurs supérieures à celles de ce dernier, mais il se trouve dans une autre zone du bassin. La sous-estimation est encore plus flagrante lorsque l'on observe les corrélations mensuelles entre ces divers types d'appareils. La Figure IV-9 présente les corrélations entre les précipitations mensuelles du PG Huayna (4830 m) et du PJ Plataforma (4750 m) et entre celles du PG Taypikhuchu (4125 m) et du PT Hankohuma (4105 m)).

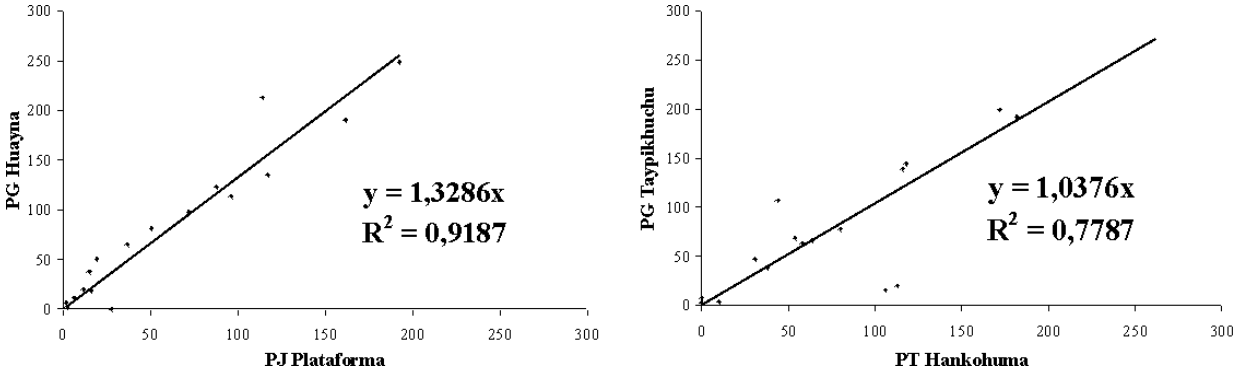


Figure IV-9: Corrélations mensuelles entre, à gauche, le PG Huayna (4830 m) et le PJ Plataforma (4750 m) et, à droite, le PG Taypikhuchu (4125 m) et le PT Hankohuma (4105 m).

Le tarage des pluviographes a été vérifié à deux reprises. Il y a donc peu de risques qu'ils surestiment les précipitations. De plus, leur forme conique est moins perturbatrice par rapport au vent que la forme cylindrique des PJ et PT. Par conséquent, il est probable que les pluviographes donnent une meilleure estimation des volumes précipités que les pluviomètres journaliers et les totalisateurs.

Les trois pluviographes disponibles sont situés dans trois sous-bassins différents (Figure IV-1) et les pluviomètres totalisateurs présentent beaucoup d'incertitudes et de lacunes.
Les pluviomètres journaliers sont les seuls à être alignés sur un même axe (le long de la rivière Zongo) et a présenter des données sur une longue période (29 ans).
Il est donc préférable d'utiliser l'information fournie par les pluviomètres journaliers de la Cobee pour estimer le gradient des précipitations avec l'altitude à l'échelle du bassin. Par contre, les observations des pluviographes sont certainement les plus fiables pour l'estimation du volume des précipitations.

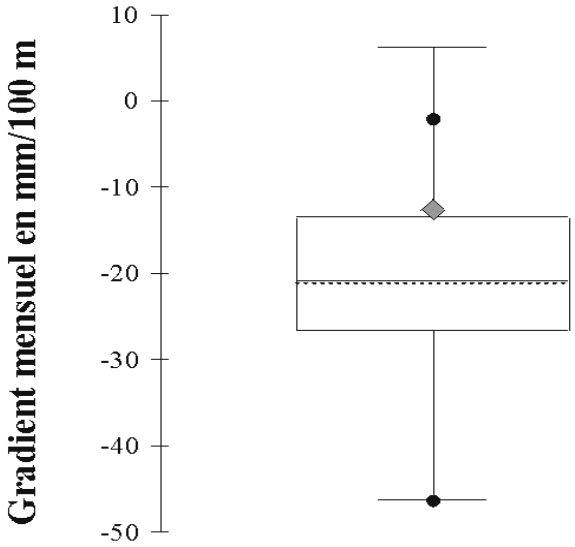


Figure IV-10: représentation graphique de type "Boîte à moustache" ("Box plot") des gradients de précipitation entre le PJ Plataforma et le PJ Botijlaca; le trait central en pointillé représente la médiane, ici presque confondue avec la moyenne représentée en trait plein. Les bords inférieur et supérieur de la boîte représentent respectivement les quartiles inférieurs et supérieurs (Q1 et Q3), et les bords de la moustache respectivement Q1-1.5(Q3-Q1) et Q3+1.5(Q3-Q1). Les points noirs représentent les minima et maxima et le rhomboèdre gris le gradient de précipitation annuel sur l'année 1999/2000.

A l'échelle annuelle, le gradient moyen obtenu entre Botijlaca et Plataforma sur les 29 ans de mesure est de -21 mm/100 m. Tous les gradients annuels sur la période sont compris dans l'intervalle [0 ; -50 mm/100 m] et le gradient pour l'année 1999/2000 est de -13 mm /100 m (Figure IV-10).

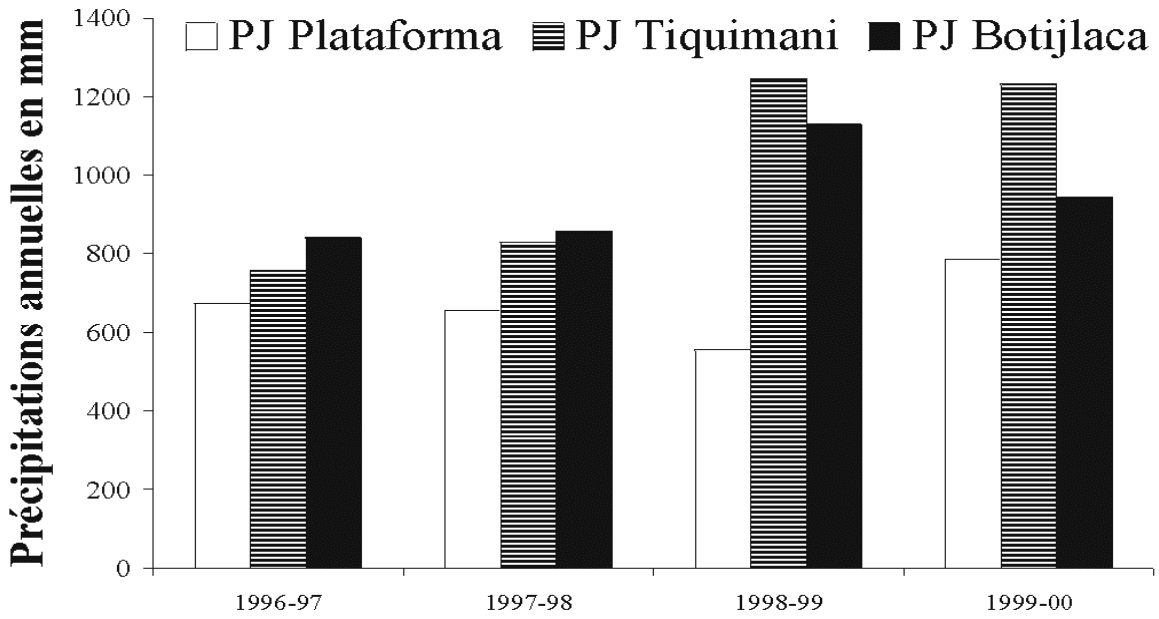


Figure IV-11: Précipitations annuelles aux trois pluviomètres journaliers (PJ) du bassin pour les 4 dernières années.

Nous ne prenons pas en compte les données du pluviomètre PJ Tiquimani pour le calcul du gradient.
En effet, bien qu'il soit situé entre les pluviomètres de Plataforma et Botijlaca, et que l'appareil n'ait pas changé de position depuis son installation, il présente un comportement variable au cours des quatre dernières années (Figure IV-11) sans qu'un quelconque changement dans le protocole de mesure ait pu être mis en évidence. Il respecte le gradient négatif établi plus haut au cours de ces deux premières années de fonctionnement, puis présente des valeurs supérieures aux deux autres pluviomètres les deux dernières. Nous préférons donc le négliger pour le calcul du gradient des précipitations sur le bassin.

IV.2.1.2 DYNAMIQUE SAISONNIERE ET GRADIENT EN FONCTION DE L'ALTITUDE

La remontée des masses d'air en provenance de l'Amazonie provoque une dynamique saisonnière des précipitations enregistrées par toutes les stations du bassin (Figure IV-12).Cette dynamique consiste en l'alternance d'une saison des pluies (décembre à mars) et d'une saison sèche (juin à septembre), séparées par des périodes de transition de deux mois. Combinée avec l'observation de la dynamique saisonnière des écoulements (IV.2.3), elle conduit à placer le début de l'année hydrologique en septembre, au début de la saison des pluies. Remarquons la saison des pluies 1997 – 1998, qui est une année avec un événement El Niño de très forte intensité; cela se traduit par un déficit pluviométrique dans la partie haute de la vallée (Pouyaud et al., 1999), que l'on retrouve dans la Figure IV-12. L'ensemble des données mesurées par tous ces appareils confirme la forte variabilité interannuelle des précipitations en fonction de l'altitude (Figure IV-12).

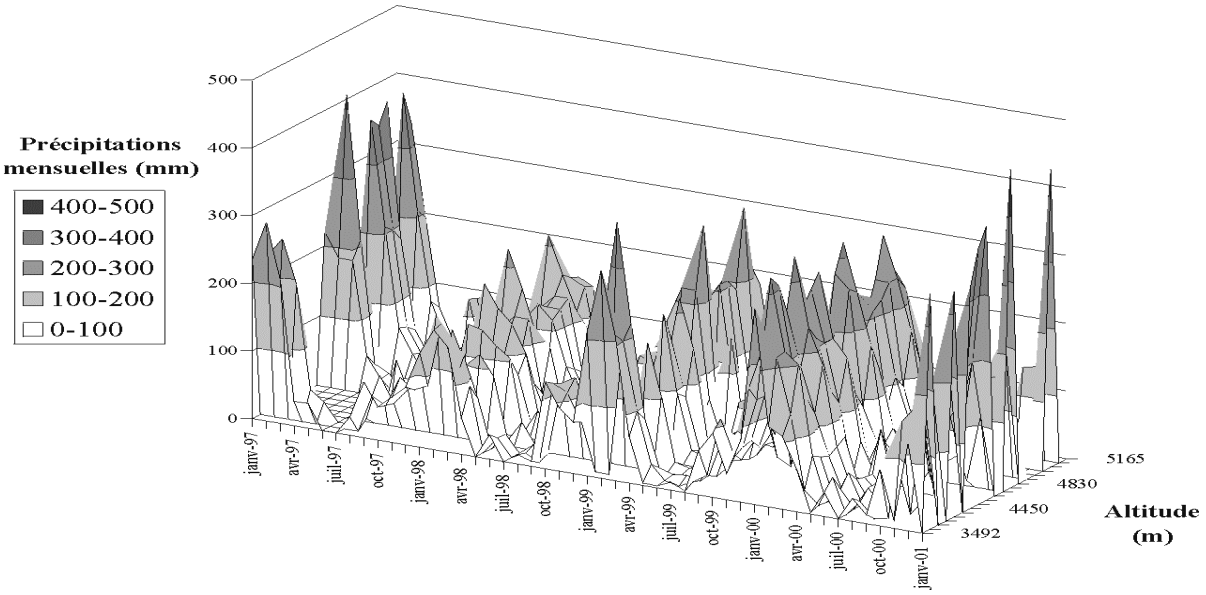


Figure IV-12: Précipitations mensuelles pour la période janvier 1997 - janvier 2001 en fonction de l'altitude correspondante aux différents pluviomètres.

Cette figure met aussi en évidence la difficulté de déterminer un gradient des précipitations mensuelles à partir de l'ensemble des pluviomètres du bassin. En effet, les différences en terme de qualité des mesures des trois types de pluviomètres, conjuguées à la variabilité naturelle des précipitations en milieu de montagne et à l'influence du phénomène ENSO sur les précipitations (cf. la saison des pluies déficitaire 1997 – 1998 et Pouyaud et al. (1999)), rendent cette tâche très ardue.
Nous allons donc calculer le gradient mensuel des précipitations en fonction de l'altitude à partir des seuls pluviomètres journaliers de la Cobee, de la même manière que pour le gradient annuel.

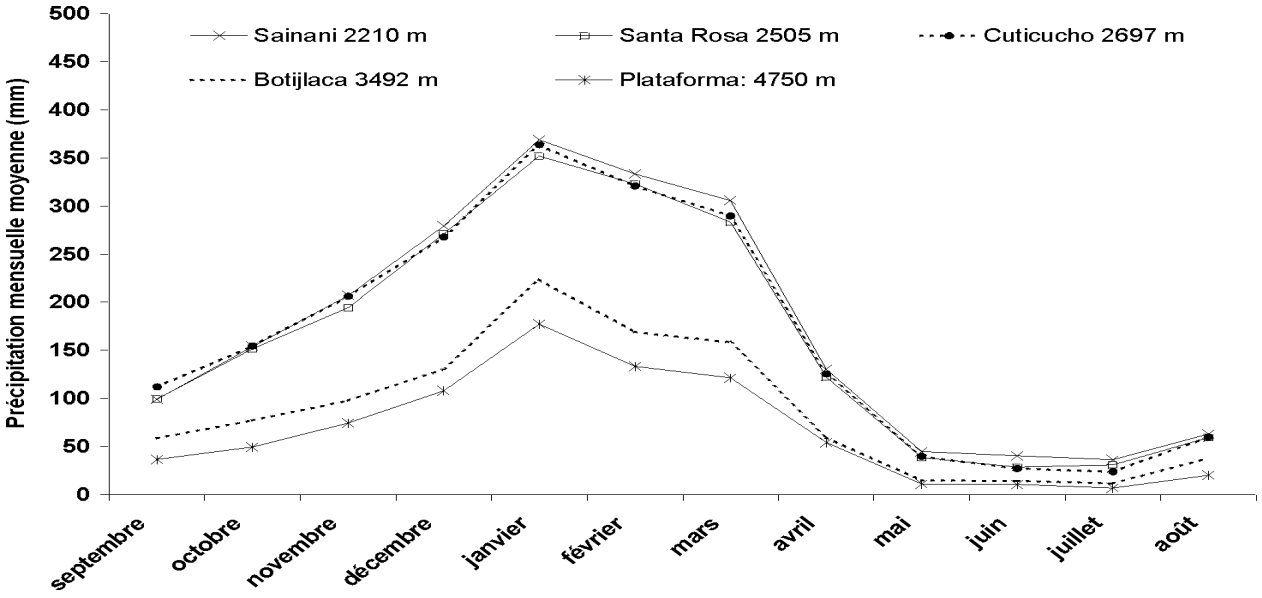


Figure IV-13: Précipitations mensuelles moyennes aux pluviomètres journaliers de la haute-vallée du Zongo pour la période 1971-2000.

Nous avons reporté sur la Figure IV-13, les précipitations mensuelles moyennes sur la période 1971 - 2000, pour les PJ situés dans la partie haute de la vallée du Zongo (au dessus de l'usine de Sainani).
Cette figure confirme l'existence d'un gradient négatif des précipitations en fonction de l'altitude, irrégulier entre les stations (Pouyaud et al., 1999) et variable au cours de l'année.

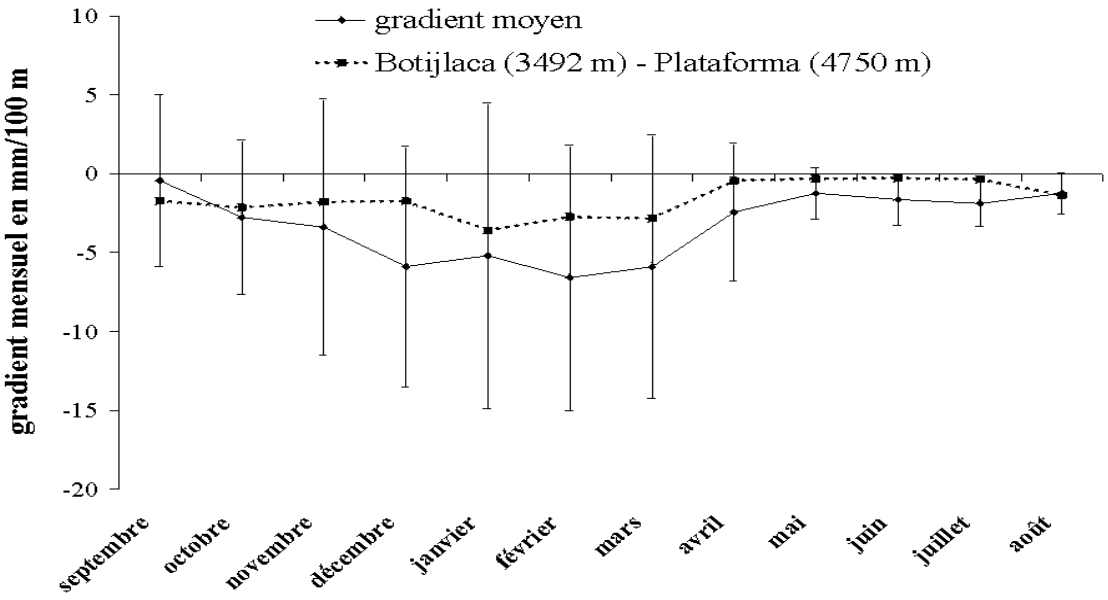


Figure IV-14: Gradient mensuel moyen des précipitations en fonction de l'altitude (mm/m), avec son intervalle d'écart-type , calculé entre les stations de Sainani , Santa Rosa, Cuticucho, Botijlaca et Plataforma prises deux à deux consécutivement. Le gradient entre ces deux dernières est aussi reporté.

	Septembre	Octobre	Novembre	Décembre	Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août
Botijlaca / Plataforma (mm/ 100 m)	-1,7	-2,1	-1,8	-1,7	-3,6	-2,7	-2,8	-0,4	-0,3	-0,3	-0,3	-1,4
Moyenne sur la haute vallée du Zongo (mm/100 m)	-0,4	-2,8	-3,4	-5,9	-5,2	-6,6	-5,9	-2,4	-1,2	-1,6	-1,9	-1,2

Tableau IV-1: Gradients moyens mensuels des précipitations entre Botijlaca et Plataforma en mm/ 100 m et moyenne des gradients calculés consécutivement entre les différentes usines de la haute vallée du Zongo sur la période 1971-00.

La Figure IV-14 et le Tableau IV-1 présentent la distribution saisonnière du gradient mensuel moyen en mm/ 100 m des précipitations dans la haute vallée du Zongo. Ce gradient résulte du calcul de la moyenne des gradients calculés entre les précipitations moyennes mensuelles de chacune des stations consécutives, que l'on trouve en remontant depuis Sainani pour la période 1971-2000.

Les gradients moyens mensuels présentent une dispersion importante qui confirme que la variabilité des précipitations avec l'altitude au sein d'une même vallée, déjà observée sur les Figure IV-6 à Figure IV-8, se retrouve même lorsque l'on compare des données issues d'appareils de mesure du même type (ici les pluviomètres journaliers).

La distribution mensuelle du gradient calculé entre Botijlaca et Plataforma présente des valeurs négatives toute l'année et son profil est globalement similaire à celui du gradient moyen obtenu sur la haute vallée du Zongo (au-dessus de Sainani).

Nous le considérons par conséquent comme une approximation fiable du gradient des précipitations sur l'ensemble du bassin pour les altitudes concernées. L'usine de Botijlaca se trouvant près de l'exutoire du bassin de Llaullini, ce gradient peut-être utilisé pour répartir les précipitations en fonction de l'altitude jusqu'à 4750 m.

Nous ne disposons pas de pluviomètres journaliers du même type à des altitudes plus élevées que celles de Plataforma (4750 m). Des comparaisons par corrélation avec les totalisateurs situés plus haut seraient hasardeuses puisque nous avons vu que les PJ sous estiment les précipitations par rapport aux totalisateurs (cf. IV.2.1.1 et Ribstein et al., 1995a ; Wagnon, 1999).
Nous extrapolerons donc le gradient calculé entre Botijlaca et Plataforma à tout le bassin de Llaullini.

IV.2.1.3 DYNAMIQUE JOURNALIERE DES PRECIPITATIONS

Les précipitations journalières maximales ne dépassent pas 40 mm. Les intensités demi-horaires sont de manière générale inférieures à 5 mm/demi-heure, ce qui équivaut à des intensités horaires inférieures à 10 mm/heure (Figure IV-15 (haut)). Ces valeurs plutôt faibles (notamment au regard du contexte tropical où se développent des averses convectives parfois violentes) sont dues au fait que les masses d'air ascendantes à l'origine des précipitations, ont déjà relâché la plus grande partie de leur humidité lorsqu'elles arrivent au niveau des pluviographes. Rappelons que les pluies maximales provoquées par la remontée de l'air amazonien ont lieu à des altitudes proches de 2000 m, au-dessus desquelles les précipitations diminuent (Figure IV-13).
Ainsi, le cycle diurne des précipitations peut être décrit de la manière suivante: l'air humide amazonien s'élève au cours de la journée sous l'effet du réchauffement du sol par le soleil, puis il se refroidit en prenant de l'altitude, ce qui a pour effet de condenser puis de précipiter l'eau qu'il contient. En fin de journée, le sol se refroidit, la remontée des masses d'air cesse, le couvert nuageux se stabilise pendant la nuit et reste en dessous des 1500 m, recouvrant le bassin amazonien (Wagnon, 1999).

Cependant, les pluviographes indiquent que l'ascendance journalière des masses d'air amazoniennes n'est pas l'unique source de précipitations dans le bassin. Nous avons reporté sur la Figure IV-15 (bas) l'occurrence de la précipitation maximale demi-horaire de chaque journée, entre le mois d'octobre 1999 et le mois de juillet 2000. Nous attribuons à cette précipitation une valeur positive si elle a lieu de jour et une valeur négative si elle a lieu de nuit. Un pourcentage non négligeable (35 % pour les deux pluviographes) de l'ensemble des précipitations étudiées ont lieu la nuit (entre 20 h et 8 h du lendemain). Or, ces événements nocturnes ne peuvent être reliés à la remontée des masses d'air qui est un processus de convection diurne dépendante du soleil.

Dans le but de décrire plus précisément la dynamique journalière des précipitations dans le bassin, nous avons cumulé pour la période allant du mois d'août 1999 au mois d'avril 2000, les hauteurs de pluie observées aux trois pluviographes (PG Taypikhuchu, PG Liviñosa et PG Huayna), pour chacune des 48 demi-heures de la journée. Ainsi, nous obtenons les distributions journalières des précipitations demi-horaires cumulées pour les trois sites (Figure IV-16). Cette figure met en évidence pour les pluviographes Taypikhuchu et Liviñosa, un pic principal de précipitations entre 11h et 15h, correspondant à l'arrivée des masses d'air en provenance de l'Amazonie, et un pic secondaire, de bien moindre importance, 23 h et 3 h du matin. Le pic principal (11h–15h) avait déjà été décrit précédemment (Ribstein et al., 1995a; Wagnon, 1999) et correspond bien à la dynamique diurne décrite plus haut.

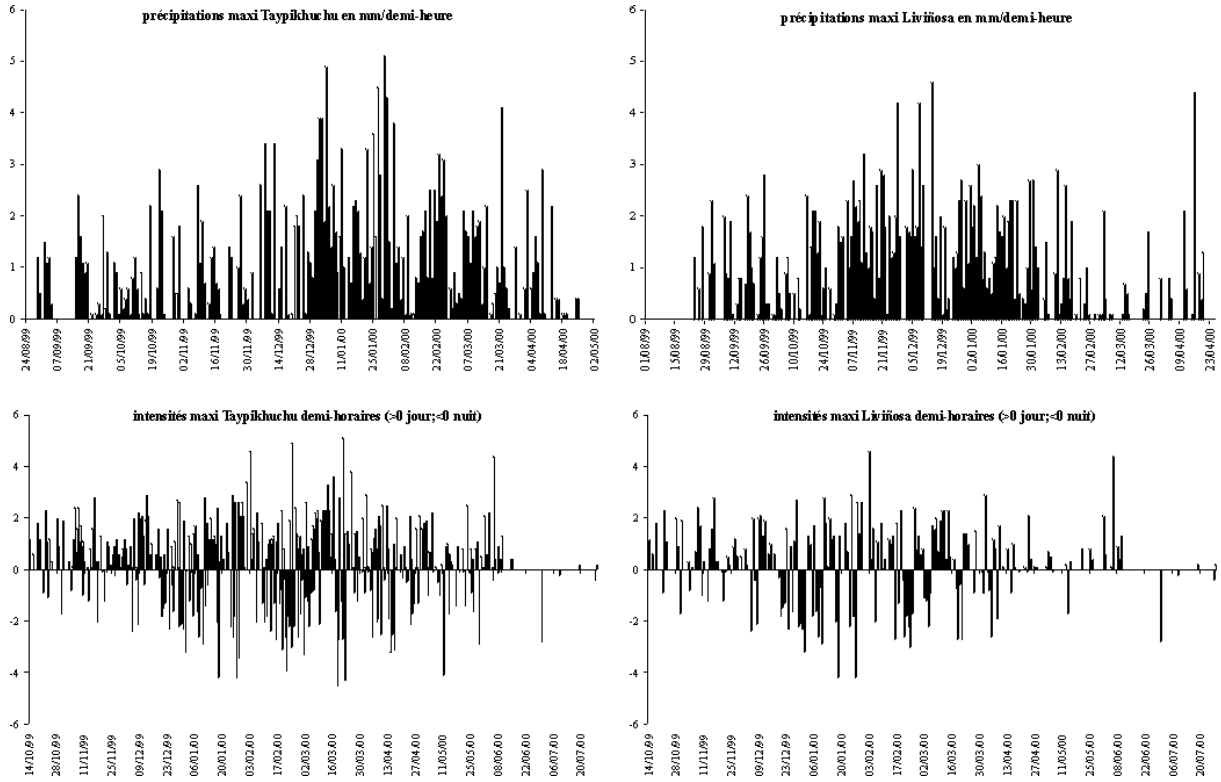


Figure IV-15: (Haut) Intensités demi-horaires maximales des précipitations mesurées pour chaque journée par les pluviographes de Taypikhuchu et Liviñosa. (Bas) Occurrence de jour ou de nuit de ces précipitations demi-horaires maximales mesurées chaque jour par les pluviographes de Taypikhuchu et Liviñosa.

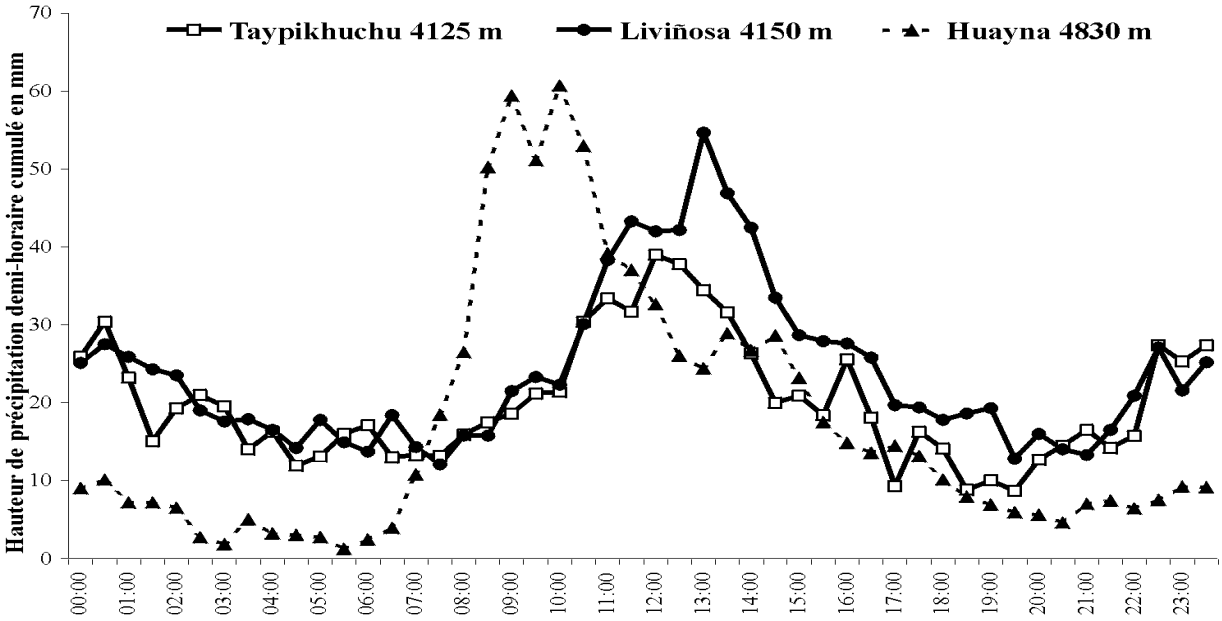


Figure IV-16: Distribution des cumuls de précipitations demi-horaires au cours de la journée pour les trois pluviographes sur la période août 1999 – avril 2000.

Le pic secondaire confirme l'existence d'un régime de précipitations nocturnes n'ayant à priori pas de relation avec le régime diurne. Toutefois, le pluviographe Huayna se distingue en ne présentant pas les deux pics mais un seul qui apparaît beaucoup plus tôt dans la journée, entre 7:00 et 12 :00. Ceci est étonnant dans la mesure où ce pluviographe se trouve se trouve plus haut et plus loin à vol d'oiseau que les deux autres de Botijlaca, point de divergence des vallées secondaires du bassin (Figure IV-1).
Il n'y a apparemment pas de raison pour que les nuages arrivent plus vite au pluviographe Huayna qu'aux deux autres.

De plus, la hauteur du pic principal observé au PG Huayna suggère des intensités de précipitation ponctuellement supérieures à celles observées sur les deux autres PG. Or, le gradient de précipitations négatif identifié sur le bassin contredit cette observation.

En fait, il n'est pas rare, lorsque l'on arrive sur le site du PG Huayna tôt le matin, de trouver la bague réceptrice du pluviographe obstruée par la neige. Il est donc probable que sa mesure soit faussée par des précipitations neigeuses qui ont lieu au cours de la nuit alors que les températures sont basses, permettant ainsi l'accumulation de neige sur la partie réceptrice du pluviographe, qui fond dans les premières heures de la matinée. La Figure IV-17 tend à confirmer cette hypothèse en présentant une excellente correspondance entre les précipitations demi-horaires enregistrées et le rayonnement solaire. Cette relation suggère que le pic observé au PG Huayna sur la Figure IV-16 correspond pour partie à la fonte de la neige déposée dans l'entonnoir du pluviographe au cours de la nuit.

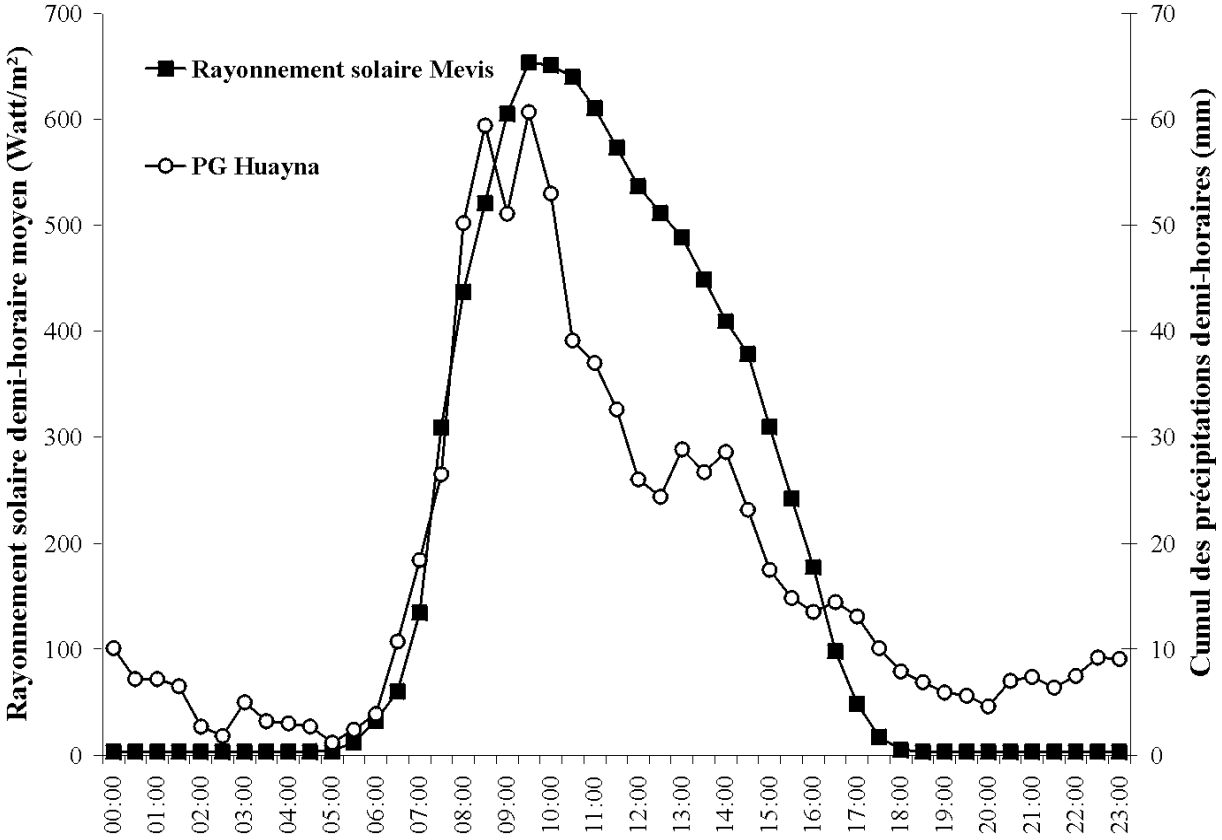


Figure IV-17: Mise en évidence de l'influence du lever du soleil sur le pic de précipitations du pluviographe Huayna. Sont reportés pour chaque demi-heure de la journée sur la période août 1999 – avril 2000, les rayonnements moyens (Watt/m²) à la station Mevis et les cumuls de précipitation à la station 4830.

Les Figure IV-18, Figure IV-19 et Figure IV-20 présentent les distributions au cours de la journée des précipitations cumulées demi-horaires pour différentes périodes correspondant au début, milieu et fin de la saison des pluies. Ces figures mettent en évidence que les précipitations nocturnes ont surtout lieu au cours des mois de janvier et février, mois de plus forte pluviométrie du milieu de la saison des pluies (Figure IV-18 et Figure IV-19). Dans le cas du PG Huayna (Figure IV-20), le pic principal de la Figure IV-16, est principalement observé au cours des mois de janvier et février, pendant lesquels les deux autres pluviographes enregistrent des précipitations nocturnes.
Ainsi, le phénomène de fonte matinale des précipitations neigeuses survenues au cours de la nuit semble bien être à l'origine de l'important pic de précipitation observé. Cet effet perturbateur devra être pris en compte lors de l'utilisation des données de cet appareil.

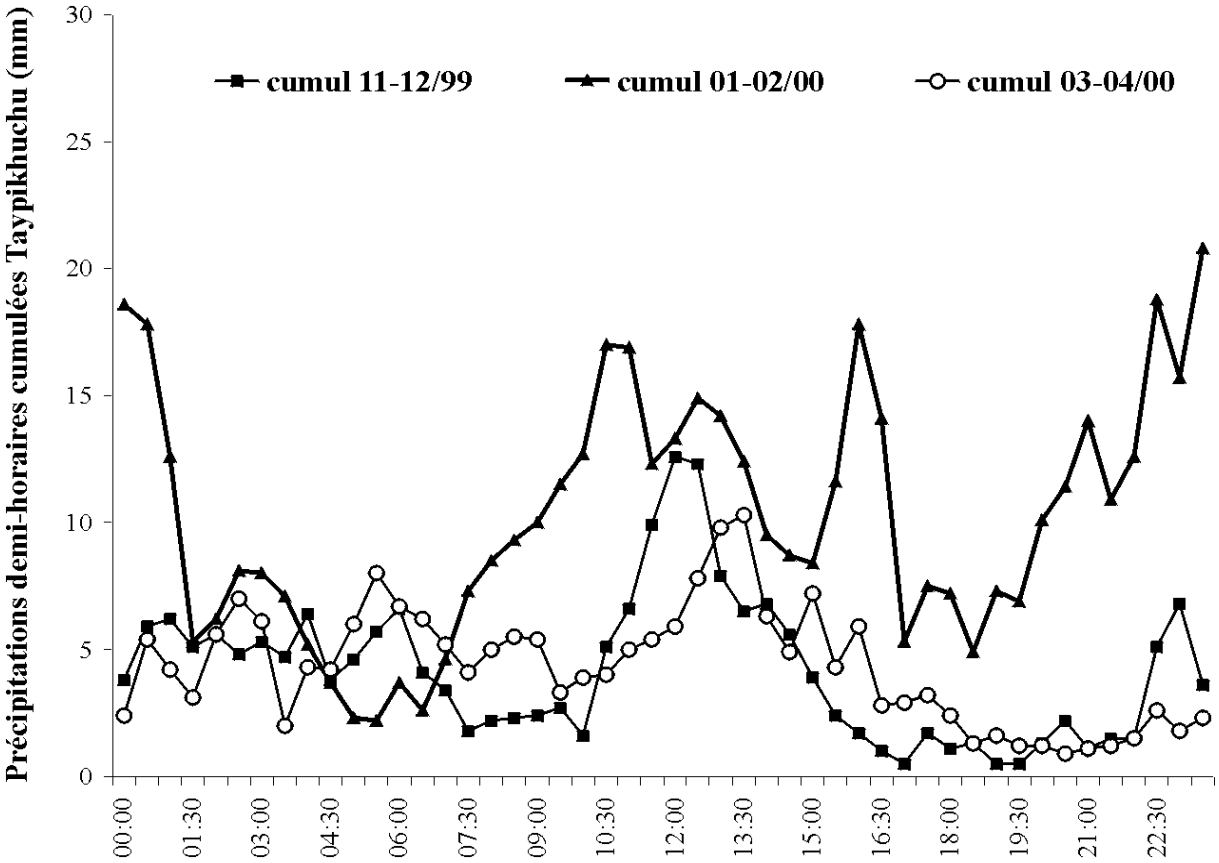


Figure IV-18: Précipitations demi-horaires cumulées au PG Taypikhuchu pour trois périodes correspondantes au début (09/11/99 – 31/12/99), milieu (01/01/00 – 29/02/00) et fin (01/03/00 – 30/04/00) de la saison des pluies

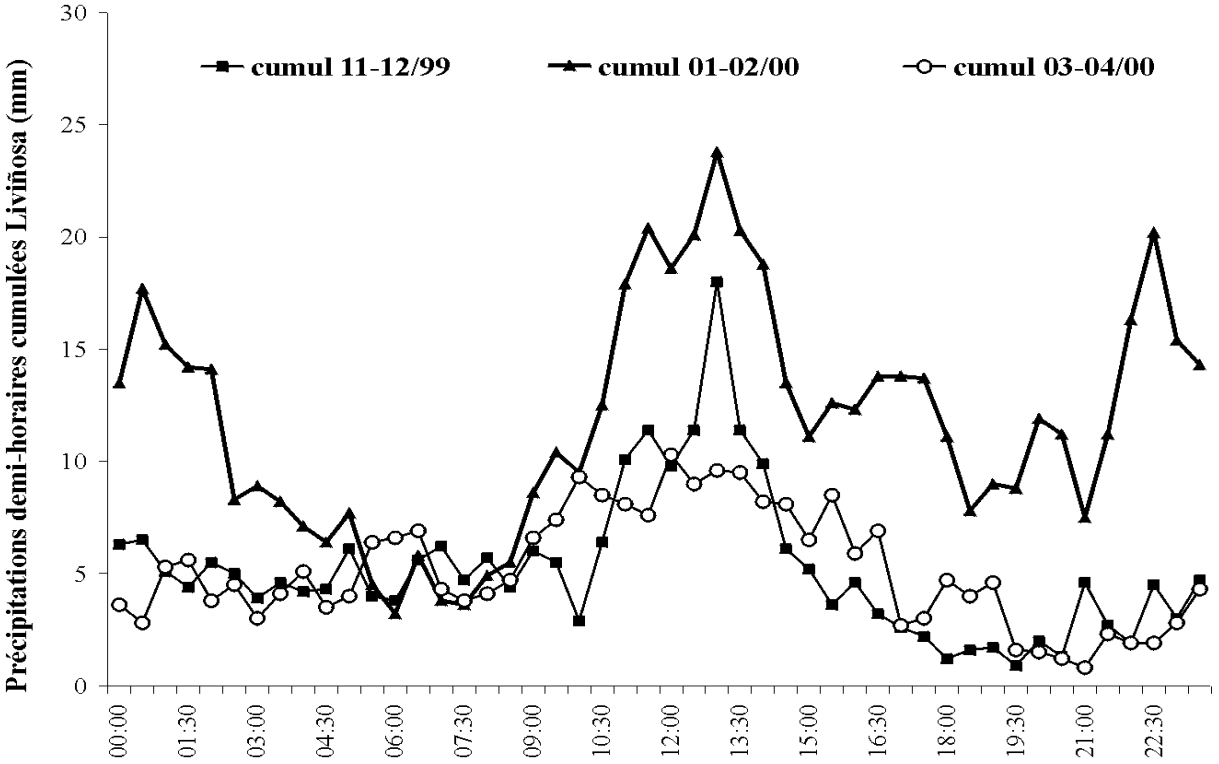


Figure IV-19: Précipitations demi-horaires cumulées au PG Liviñosa pour trois périodes correspondantes au début (09/11/99 – 31/12/99), milieu (01/01/00 – 29/02/00) et fin (01/03/00 – 30/04/00) de la saison des pluies

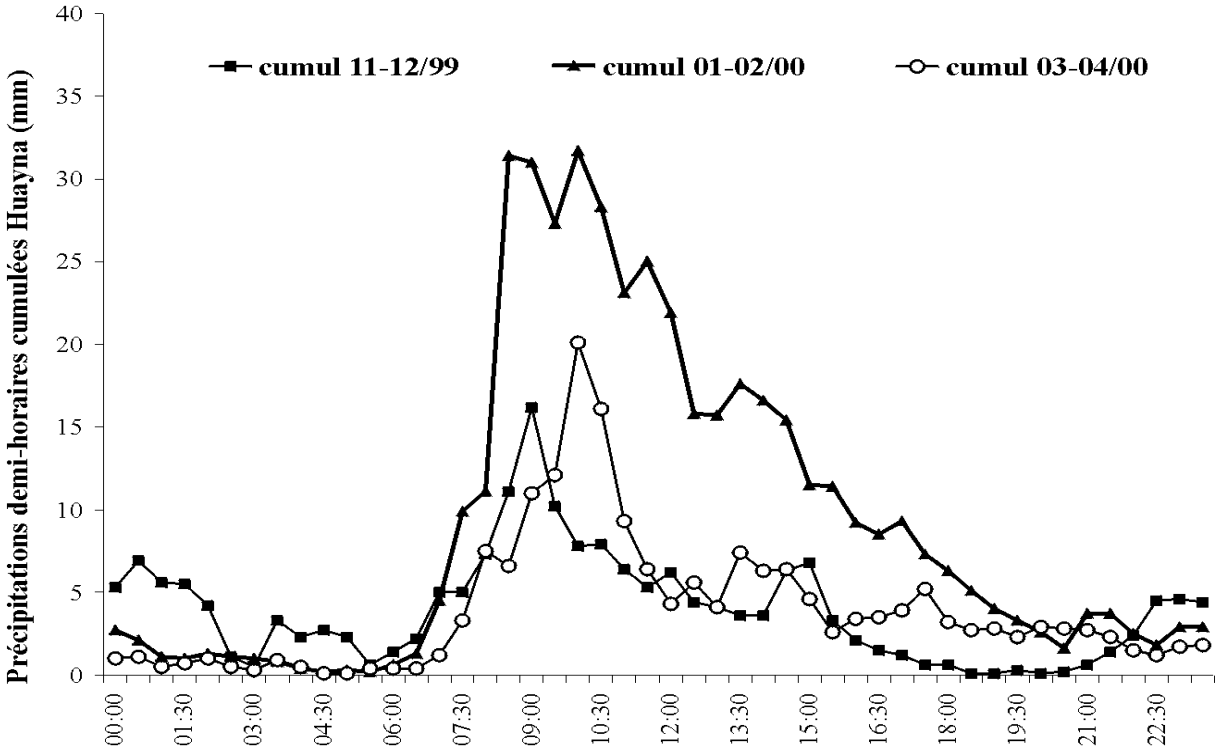


Figure IV-20: Précipitations demi-horaires cumulées au PG Huayna pour trois périodes correspondantes au début (09/11/99 – 31/12/99), milieu (01/01/00 – 29/02/00) et fin (01/03/00 – 30/04/00) de la saison des pluies

Si nous étudions (Tableau IV-2) l'occurrence simultanée et séparée des précipitations diurnes et nocturnes sur la saison des pluies 99/00 pour les pluviographes Taypikhuchu et Liviñosa (en définissant les événements survenus entre 9h et 15h par « pluie de jour » et ceux survenus entre 21h et 3h du matin par « pluie de nuit »), nous remarquons que le régime majoritaire est celui des journées ou il pleut le jour et la nuit, (41% pour Liviñosa et 33,8% pour Taypikhuchu), avec en deuxième position, les jours ou il ne pleut que la journée (21,5% pour Liviñosa et 26,7% pour Taypikhuchu).

Pourcentage des jours de l'année 99/00 pour lesquels la condition affichée est respectée	pluie jour et nuit	pluie nuit	pluie jour
LIVIÑOSA	41,0	9,7	21,5
TAYPIKHUCHU	33,8	11,3	26,7

Tableau IV-2: Nombre de jours ou il pleut à midi et le soir ; le soir seulement ; à midi seulement, en pourcentage du nombre total de jours de la période étudiée (novembre 99 – Avril 2000).

Le cycle journalier de remontée des masses d'air humide provoquant des précipitations diurnes entre 9h et 15h est donc largement prédominant sur le bassin de Llaullini, puisque plus de 60 % des journées de la saison des pluies subissent une précipitation (d'importance variable) dans cet intervalle de la journée. Néanmoins, il existe un régime secondaire de précipitations nocturnes qui se matérialise surtout au milieu de la saison des pluies.

IV.2.2 Dynamique journalière et saisonnière du climat

Nous présentons ici les ordres de grandeur des variables climatiques observées à la station Mevis (4750 m) pour l'année hydrologique 1999 – 2000.
Le pas de temps de mesure demi-horaire de la station Mevis permet d'observer le cycle diurne des variables climatiques mesurées. La Figure IV-21 présente l'évolution de la température, de l'humidité et du rayonnement solaire pour des journées types de la saison sèche et de la saison des pluies. La différence des valeurs de l'humidité entre les deux figures montre l'importance du contraste entre les deux saisons. Le rayonnement solaire en juillet est moins intense qu'en janvier, où il approche l'intensité du rayonnement à la surface de l'atmosphère terrestre.

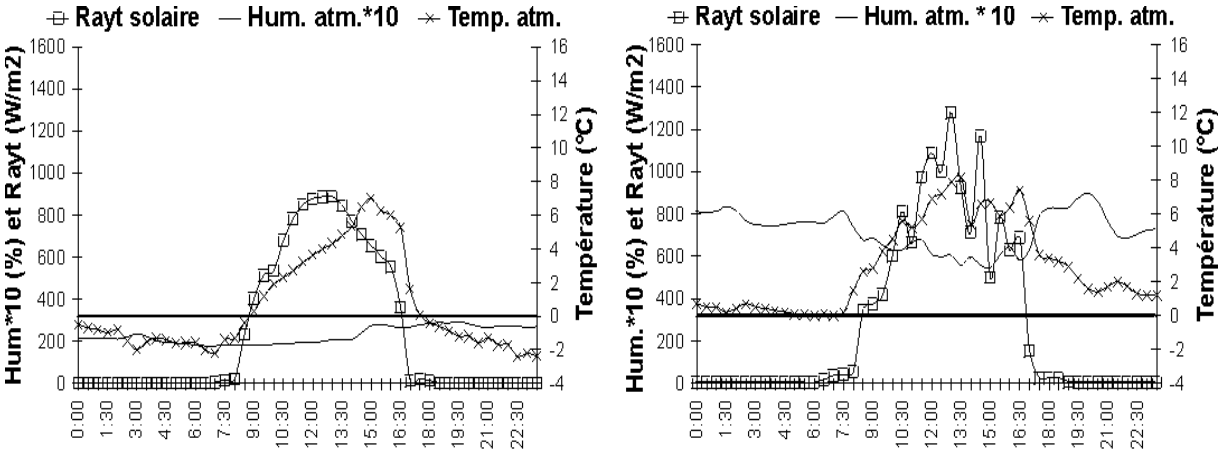


Figure IV-21: dynamique journalière de la température de l'air (°C), de l'humidité relative (en %, multipliée par 10 pour faciliter la lecture sur le graphe) et du rayonnement solaire(W/m²), pour une journée type de la saison sèche: le 17 juillet 1999 (gauche) et pour une journée type de la saison des pluies: le 13 janvier 2000 (droite).

Les remontées nuageuses en provenance du bassin amazonien provoquent, en saison des pluies, des variations du rayonnement solaire mesuré parfois supérieures à 40 % (Figure IV-21). De ce fait, il n'est pas possible d'observer de véritable saisonnalité de l'intensité du rayonnement au cours de l'année lorsque l'on s'intéresse uniquement à son intensité moyenne mensuelle. La saisonnalité n'est mise en évidence que si on reporte les intensités maximales du rayonnement mesuré pour chaque mois (Figure IV-22), où l'on observe des valeurs plus intenses en janvier, février, mars qu'en juin, juillet et août. Elle est par contre bien visible en ce qui concerne l'humidité relative avec des valeurs autour de 80% d'humidité en janvier, février, mars (saison des pluies) qui descendent jusqu'à 40% en moyenne mensuelle au cours des mois de mai, juin, juillet. La température varie très peu à l'échelle saisonnière ce qui est caractéristique du climat tropical.

Ainsi, la Figure IV-22 montre l'alternance d'une saison froide et sèche centrée sur les mois de juin, juillet et août et d'une saison chaude et humide, centrée sur les mois de janvier, février et mars.

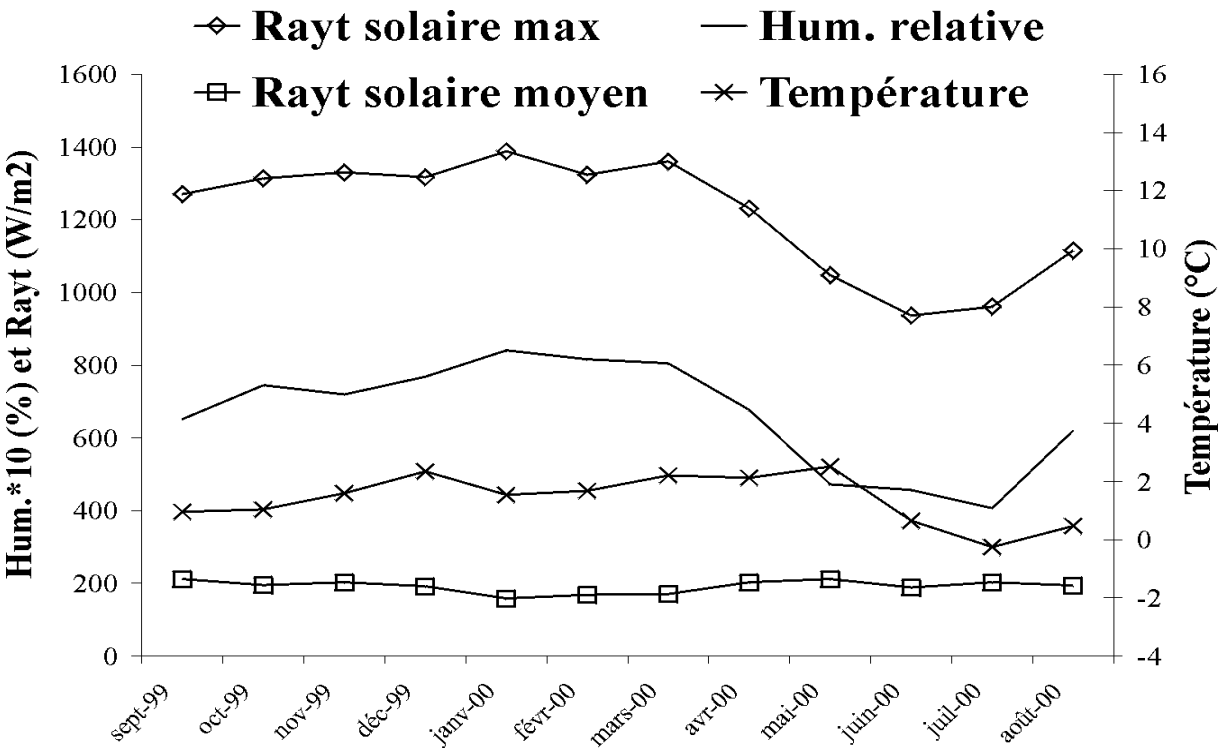


Figure IV-22: dynamique saisonnière de la température de l'air (°C), de l'humidité relative (multipliée par 10 pour faciliter la lecture sur le graphe) et de l'intensité du rayonnement solaire (W/m²). L'intensité maximale pour chaque mois est aussi présentée de manière à s'affranchir de la perturbation des nuages sur la mesure.

La Figure IV-23 présente l'enregistrement au pas de temps demi-horaire des vitesses du vent à 2 m au dessus du sol, disponibles à la station Mevis. On constate une relative régularité au cours de l'année avec une vitesse moyenne annuelle de 1,8 m/s. La saison sèche enregistre tout de même des vitesses du vent légèrement supérieures (vitesse moyenne de 2,4 m/s pour des maximum de 9,8 m/s) à celles de la saison des pluies (vitesse moyenne de 1,4 m/s pour des maximum de 6,6 m/s).

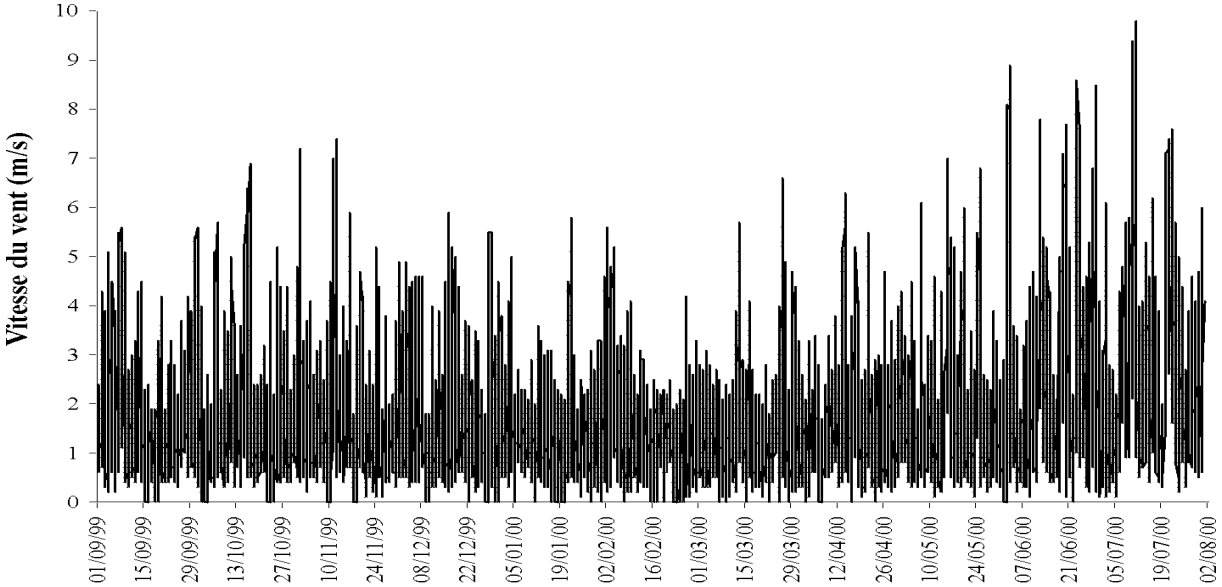


Figure IV-23: Vitesses du vent demi-horaires en m/s à 2 m au dessus du sol pour l'année 1999/2000

La station Mevis se situe au niveau du col qui contrôle l'accès à la vallée du Zongo, dans une position particulière correspondant à la limite entre deux milieux très différents (l'Altiplano et l'Amazonie).

Cette station est la seule qui soit disponible pendant notre période d'étude sur le bassin. Nous devons donc nous baser sur les mesures du vent qu'elle fournit, pour déterminer sa vitesse sur le reste du bassin.
La direction du vent n'est pas enregistrée à la station Mevis. Elle l'est par contre plus haut sur les stations situées sur le glacier Zongo (Sicart et al., 1998 ; Leblanc et al., 2000). La dynamique locale dominée par les circulations atmosphériques entre le bassin amazonien et les sommets en altitude, donne lieu à des vents dont la direction suit de manière générale l'orientation des vallées.
Les mesures sur le glacier confirment les vitesses plus importantes enregistrées au cours de la saison sèche à la station Mevis. De plus, une station récemment installée (décembre 2000) à l'exutoire du bassin de Llaullini dans une position dégagée, permet de comparer les mesures. On constate sur la Figure IV-24 que les ordres de grandeur des vitesses journalières mesurées aux deux stations sont comparables.

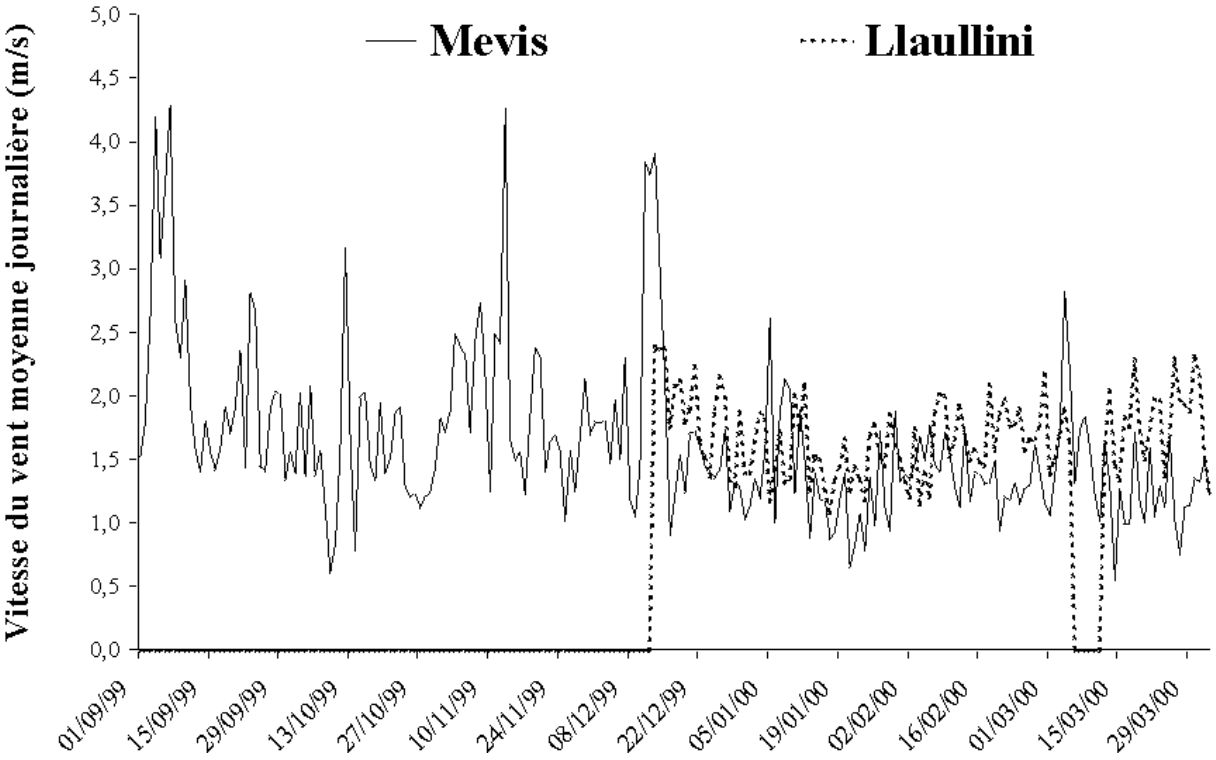


Figure IV-24: Comparaison des vitesses moyennes journalières du vent mesurées aux stations Mevis (Plataforma 4750 m) et Llaullini (3400 m).

A la lumière de cette observation, nous considérons que nous pouvons raisonnablement généraliser les mesures demi-horaires faites à la station Mevis à l'ensemble de la vallée s'étendant entre celle-ci et l'exutoire. Les deux stations météorologiques récemment installées à Taypikhuchu et Liviñosa ne nous fournissent pas suffisamment de données de qualité pour analyser la dynamique du vent dans les sous-bassins respectifs. Nous devrons donc nous contenter d'appliquer le vent mesuré à la station Mevis à l'ensemble du bassin de Llaullini. Cette application doit se faire sans prise en compte d'un gradient en fonction de l'altitude qu'il est impossible de calculer à partir des mesures demi-horaires et qui n'apparaît pas de manière claire dans les enregistrements de la Figure IV-24.

IV.2.3 Les débits observés

IV.2.3.1 ETALONNAGE DES STATIONS (COURBES DE TARAGE ET EXTRAPOLATIONS)

Nous disposons de trois stations de mesure des débits sur le bassin; une à l'exutoire, Llaullini et deux autres qui contrôlent deux sous-bassins de taille similaire, Taypikhuchu (alimentation glacio-nivo-pluviale) et Liviñosa (alimentation nivo-pluviale).

Les stations de Liviñosa et Taypikhuchu sont des déversoirs triangulaires de caractéristiques similaires, dont les dimensions sont reportées sur la Figure IV-25. L'eau s'écoule à travers l'orifice triangulaire pour les faibles débits, puis au dessus de la plaque lorsque la hauteur d'eau est importante.

La station de Llaullini est une station sur lit naturel, dont la section de l'échelle se trouve au niveau d'un pont posé sur deux gros rochers, qui garantissent la stabilité des berges.

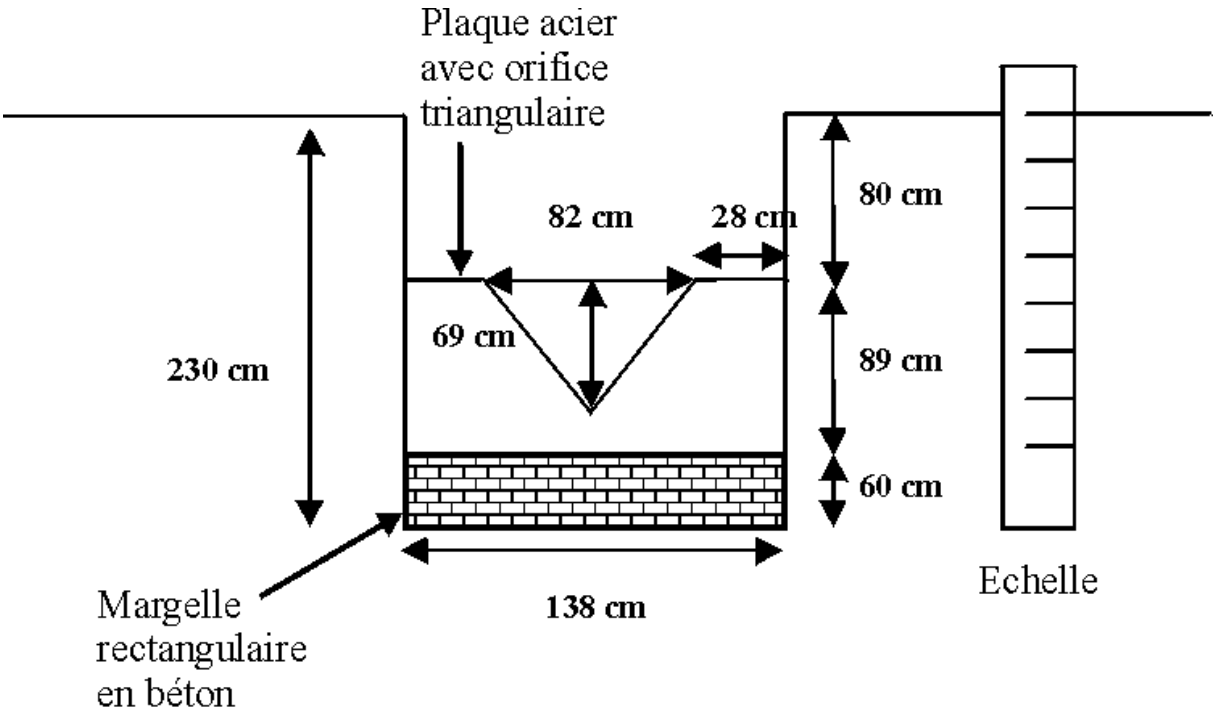


Figure IV-25: Dimensions des déversoirs triangulaires des stations limnigraphiques de Liviñosa et Taypikhuchu.

Nous avons réalisé des campagnes de jaugeages pour pouvoir déterminer la relation entre la hauteur d'eau au niveau de la section de l'échelle et le débit (Annexe G-1), c'est à dire étalonner la station. Nous avons ensuite construit la courbe d'étalonnage représentative de cette relation pour chaque station, sur l'intervalle borné par les hauteurs d'eau inférieure et supérieure pour lesquelles nous avons fait des jaugeages. Enfin, ces courbes ont été extrapolées sur les intervalles de hauteur d'eau enregistrées aux stations pour lesquelles nous ne disposons pas de jaugeages.

IV.2.3.1.1 Stations à déversoir triangulaire

Dans le cas de Taypikhuchu et Liviñosa, la présence du déversoir triangulaire (appelés aussi déversoirs en "V") assure la stabilité géométrique de la station, qui peut alors théoriquement n'être perturbée que par l'accumulation de sédiments charriés par la rivière à la base de la margelle rectangulaire.

Ce phénomène est en l'occurrence peu gênant car:

- la retenue Liviñosa située en amont de la station du même nom, joue le rôle de bassin de stockage et décantation des sédiments et protège de ce fait le déversoir en aval,
- il n'a pas été constaté sur le déversoir de Taypikhuchu de remplissage dont l'importance soit susceptible de modifier la relation hauteur d'eau – débit de la station sur notre période d'étude.

Par contre, il a été observé qu'une partie de l'écoulement de la rivière qui draine le sous-bassin de Taypikhuchu, pouvait s'écarter du lit principal et ne pas passer à la station en période de fortes pluies.
Des jaugeages simultanés ont été faits sur les lit principal et secondaire identifié de la rivière de manière à intégrer les écoulements dans les lits secondaires, dans la relation hauteur d'eau – débit de la station. Un tel comportement n'a pas été observé à Liviñosa bien qu'il existe un risque pour les débits exceptionnellement importants.
Ce phénomène peut introduire une erreur difficilement quantifiable sur le calcul des débits produits par le sous-bassin, dans la mesure où l'on ne sait pas à partir de quelle hauteur d'eau elle intervient. Toutefois la réalisation des jaugeages simultanés a permis de minimiser cette erreur.

Le calcul du débit équivalent à une hauteur d'eau donnée à l'intérieur du "V" du déversoir triangulaire peut se faire à l'aide de formules hydrauliques (Carlier, 1968 ; Lencastre, 1996). Ces formules sont limitées par deux facteurs principaux quand on les utilise pour étalonner les déversoirs sur section naturelle de rivière: d'une part, elles n'intègrent pas le passage de la partie triangulaire du déversoir à la partie rectangulaire lorsque le niveau d'eau monte en période de crues et, d'autre part, les paramètres des équations utilisées sont déterminés en laboratoire dans des conditions souvent difficiles à reproduire sur le terrain.
La Figure IV-26 montre que l'utilisation de ces formules, adaptées pour tenir compte du passage de la partie triangulaire à la partie rectangulaire du déversoir (cf. Annexe G-2) avec les valeurs théoriques des paramètres, conduit à une sous-estimation plus ou moins forte des débits en comparaison des jaugeages. Cette sous-estimation est flagrante dans le cas de Liviñosa. Elle est très faible sur les basses hauteur d'eau dans le cas de Taypikhuchu, voire nulle pour les hauteurs d'eau élevées.

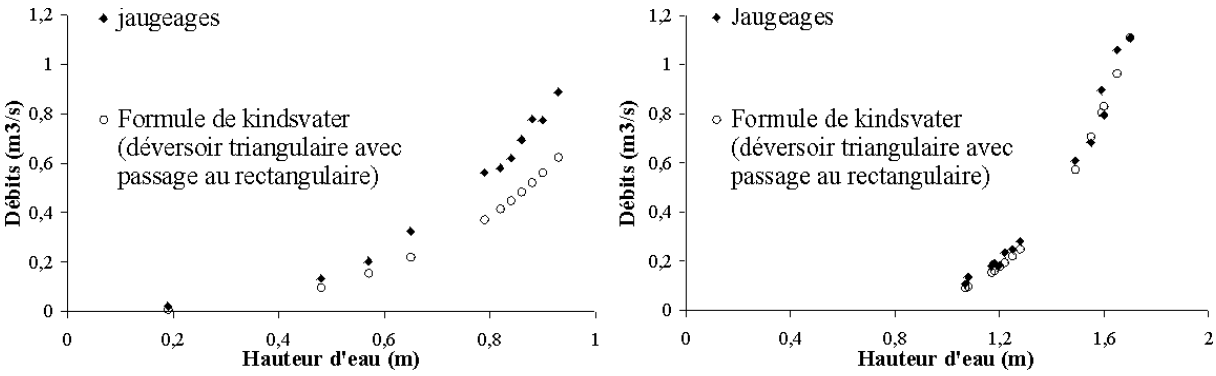


Figure IV-26: Comparaison des jaugeages effectués aux stations Liviñosa (gauche) et Taypikhuchu (droite) avec les formules hydrauliques de Kindsvater (1957) trouvées dans Carlier (1968) et Lencastre (1996), puis adaptées au passage de l'orifice triangulaire à la partie rectangulaire du déversoir.

Cette sous-estimation est attribuable à la position du capteur limnigraphique par rapport au déversoir et aux caractéristiques spécifiques de la section au niveau de la station, qui sont forcément très différentes des conditions de laboratoire.

C'est le cas pour la station Liviñosa qui est située sur une dalle rocheuse penchée (cf. photo 3 dans Annexe E), ce qui confère à la section de la rivière au niveau du déversoir des caractéristiques complétement différentes de celles d'un canal de laboratoire hydraulique. Dans le cas de Taypikhuchu par contre, des travaux de consolidation du lit par bétonnement à l'amont immédiat du déversoir effectués lors de l'installation de la nouvelle station, ont certainement donné à la section de la rivère des caractéristiques proches des conditions en laboratoire.

IV.2.3.1.1.1 Station Liviñosa

Au vu des résultats de la Figure IV-26, nous avons tenté d'approcher au mieux les débits obtenus par jaugeages à l'aide des méthodes d'ajustement suivantes (Annexe G-3):

- ajustement d'une formule polynomiale cubique

IV-1 $$Q = 1{,}3081 \times H^3 - 0{,}4 \times H^2 + 0{,}2 \times H - 0{,}0144 \qquad R^2 = 0{,}995$$

- ajustement de la formule théorique d'une courbe d'allure exponentielle:

IV-2 $$Q = A \times H^B$$

Si on linéarise cette équation on obtient

IV-3 $$LnQ = LnA + B \times LnH$$

On peut alors calculer les valeurs des coefficients A et B pour les écoulements dans le "V" d'une part et, de manière distincte, pour les écoulements au-dessus du "V" d'autre part, en faisant deux régressions linéaires différentes. Des valeurs pour les coefficients A et B différentes ont ainsi été calées pour les débits dans le triangle ($R^2 = 0{,}985$) et au-dessus du triangle ($R^2 = 0{,}967$).

Ces ajustements ne nous ont pas permis de trancher en faveur de l'une où l'autre des relations car, comme nous pouvons le voir grâce aux coefficients R^2, ils sont de qualité similaire. Nous allons donc extrapoler les courbes obtenues par ajustement pour choisir la mieux adaptée à la station.
L'analyse des courbes extrapolées (Figure IV-27) indique que celle qui correspond à la relation théorique générale des courbes d'allure exponentielle (équation *IV-2*), fournit des débits plus élevés que la courbe de la formule polynomiale.

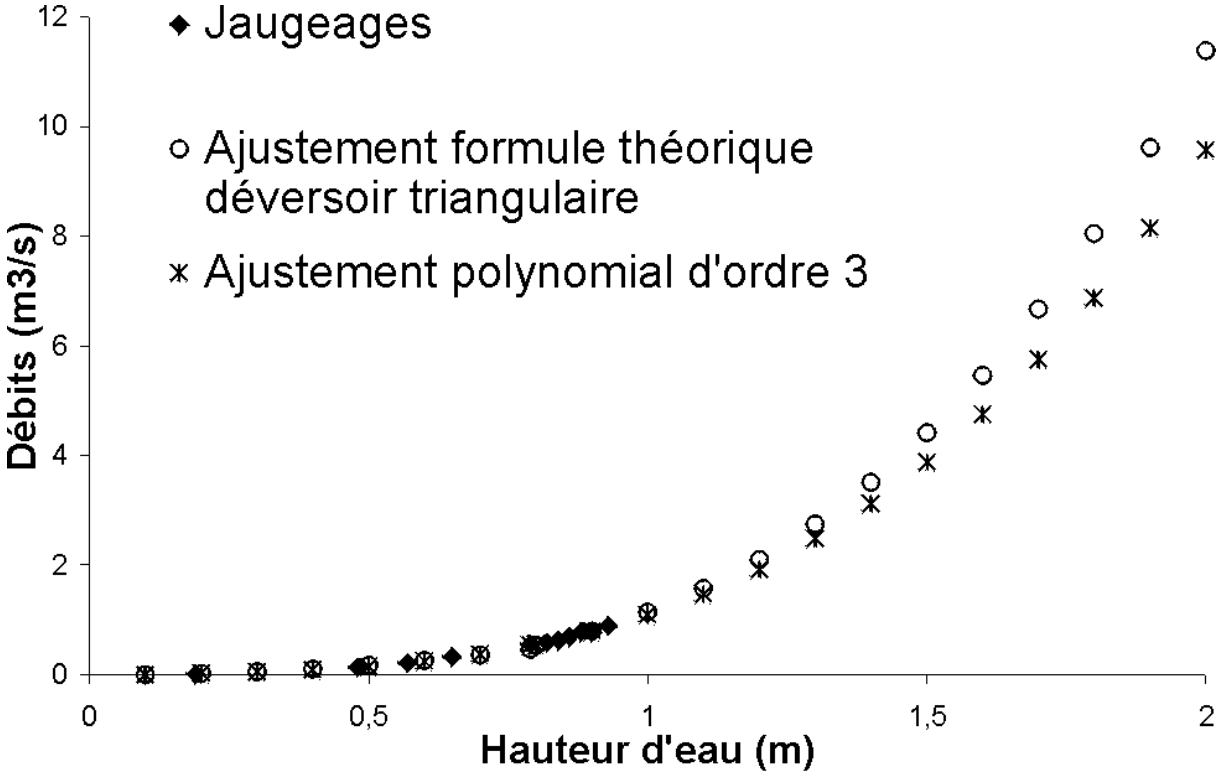


Figure IV-27: Courbes d'étalonnage possibles pour la station Liviñosa, ajustées sur la période où l'on dispose de jaugeages et extrapolées jusqu'à 2 m.

La cote maximale atteinte au cours de la période d'étude est de 1,5 m correspondante à une différence de 0,5 m^3/s entre les deux courbes, ce qui limite l'impact du choix de l'une ou l'autre de ces dernières pour l'étalonnage de la station. Nous avons choisi d'opter pour la courbe d'étalonnage obtenue avec l'ajustement polynomial, de manière à ne pas surestimer les forts débits puisque la formule théorique de Kindsvater fournit des débits plutôt faibles pour cette station (Figure IV-26). On trouvera le tableau correspondant à la courbe d'étalonnage déterminée à partir de la formule polynomiale à l'annexe G-3.

IV.2.3.1.1.2 station Taypikhuchu

Comme nous l'avons vu à la Figure IV-26, la formule théorique de Kindsvater donne des résultats qui sont assez proches des observations. Nous avons toutefois ajusté sur les jaugeages, les paramètres de deux autres équations de manière à comparer leurs estimations du débit à celle de la formule de Kindsvater lors des extrapolations. Les deux équations sont de la forme de l'équation *IV-2*.
La première est ajustée, comme dans le cas de Liviñosa, sur les jaugeages correspondants aux écoulements dans le "V" d'une part et, de manière distincte, sur ceux qui correspondent aux écoulements au-dessus du V d'autre part. La seconde est ajustée sur tous les jaugeages sans distinction (Annexe G-4).

La Figure IV-28 présente les trois courbes d'étalonnage résultantes et l'on voit que la fonction ajustée sur la totalité des jaugeages estime les débits les plus forts, alors que la courbe de Kindsvater extrapolée estime les plus faibles. La cote maximale atteinte à cette station pendant notre période d'étude est 2,2 m, ce qui implique un écart maximal de 0,98 m^3/s entre les courbes qui représente presque 25 % du débit maximal estimé par la fonction ajustée sur la totalité des jaugeages. Le choix de la courbe d'étalonnage a donc ici un impact plus important que dans le cas de Liviñosa.

La formule théorique pour les courbes exponentielles ajustée par régression linéaire de l'équation *IV-3*, donne des débits intermédiaires par rapport aux deux courbes précédentes. Pour cette raison, elle a été choisie comme courbe d'étalonnage de la station Taypikhuchu.

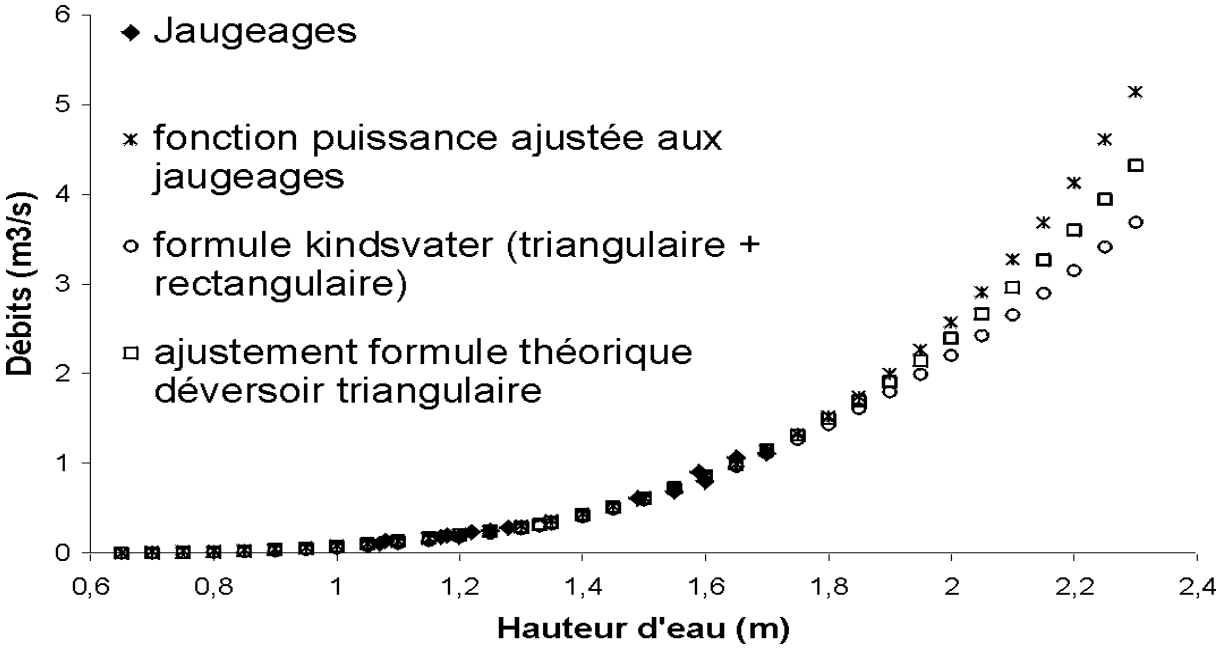


Figure IV-28: Courbes d'étalonnage possibles pour la station Taypikhuchu, ajustées sur la période où l'on dispose de jaugeages et extrapolées jusqu'à 2,3 m.

On trouvera le tableau correspondant à cette courbe à l'annexe G-4, ainsi que les tableaux correspondants aux deux autres courbes d'étalonnage de manière à pouvoir les utiliser, si un jaugeage ultérieur en hautes eaux venait à invalider ce choix.

Nous allons maintenant calculer l'erreur absolue qui est commise sur le calcul des débits aux deux stations, qu'introduit l'utilisation des équations d'étalonnage choisies.

IV.2.3.1.1.3 Précision et sensibilité de la station Liviñosa

Pour Liviñosa, la formule à l'aide de laquelle on calcule les débits en fonction de la hauteur d'eau est l'équation *IV-1*. Selon cette équation, une erreur ΔH sur la mesure de la hauteur d'eau au niveau du déversoir, correspond à une erreur ΔQ qui se calcule selon l'équation suivante:

IV-4 $$\Delta Q = \left(3 \times 1{,}4345 \times H^2 - 2 \times 0{,}626 \times H + 0{,}3178\right) \times \Delta H$$

Ainsi, l'erreur absolue varie en fonction de la hauteur d'eau dans le déversoir. Le Tableau II-1 présente les erreurs sur le calcul du débit ΔQ que l'on obtient pour un ΔH = 1 cm, qui est la sensibilité minimale d'enregistrement réglée sur le centrale d'acquisition (cf. IV.1.2.1.1.1). Ce tableau présente aussi la sensibilité de la station lorsque l'eau est dans le "V" puis au-dessus (L'hôte, 1967 ; Jaccon, 1986). La Figure IV-29 nous permet de visualiser les variations de ces grandeurs.

Hauteur d'eau (m)	ΔH (m)	ΔQ ($l*s^{-1}$)	Sensibilité ΔH / ΔQ ($m/(m^3*s^{-1})$)
0,2	0,01	2	4,17
0,4	0,01	5	1,98
0,6	0,01	11	0,90
0,79 (*)	0,01	20	0,50
0,8	0,01	21	0,48
1	0,01	34	0,30
1,2	0,01	50	0,20
1,4	0,01	70	0,14

Tableau IV-3: Erreur absolue commise sur le calcul du débit et sensibilité de la station Liviñosa. La hauteur caractéristique (*) correspond au passage au dessus de la plaque du déversoir.

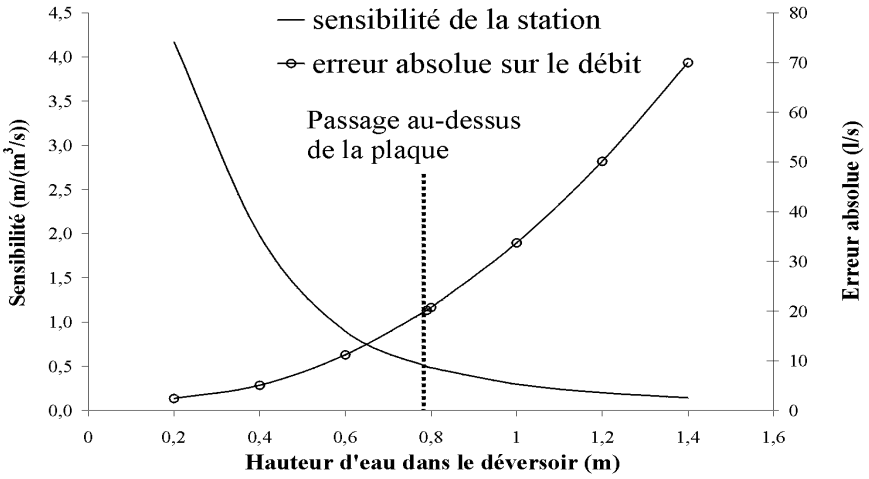


Figure IV-29: Variation de la sensibilité et de l'erreur absolue sur le calcul du débit en fonction de la hauteur d'eau à la station de Liviñosa.

La sensibilité de la station décroît logiquement très rapidement dans le "V" pour devenir faible et peu variable lorsque l'eau est au-dessus de la plaque.

IV.2.3.1.1.4 Précision et sensibilité de la station Taypikhuchu

L'équation utilisée dans ce cas a la forme de l'équation *IV-2*, avec des valeurs différentes pour les paramètres A et B suivant que l'on se trouve dans le "V" du déversoir où au-dessus de la plaque.

Hauteur d'eau (m)	A	B	ΔH (m)	ΔQ ($l*s^{-1}$)	Sensibilité ΔH / ΔQ ($m/(m^3*s^{-1})$)
0,8	0,73	2,13	0,01	12	0,82
1	0,73	2,13	0,01	16	0,64
1,2	0,73	2,13	0,01	19	0,52
1,33 (*)	0,73	2,13	0,01	22	0,46
1,4	0,99	2,94	0,01	56	0,18
1,6	0,99	2,94	0,01	73	0,14
1,8	0,99	2,94	0,01	91	0,11
2	0,99	2,94	0,01	112	0,09
2,2	0,99	2,94	0,01	134	0,07

Tableau IV-4: Erreur absolue commise sur le calcul du débit et sensibilité de la station Taypikhuchu. La hauteur caractéristique (*) correspond au passage au dessus de la plaque du déversoir.

Nous voyons sur le Tableau IV-4 que cette station fournit des débits avec plus d'incertitude que celle de Liviñosa. La sensibilité de la station est moins grande que celle de Liviñosa mais mieux répartie sur la hauteur totale du "V" du déversoir (Figure IV-30). Au passage au-dessus de la plaque, on remarque un saut des deux courbes, relié au changement de valeur des paramètres A et B de l'équation *IV-3*.

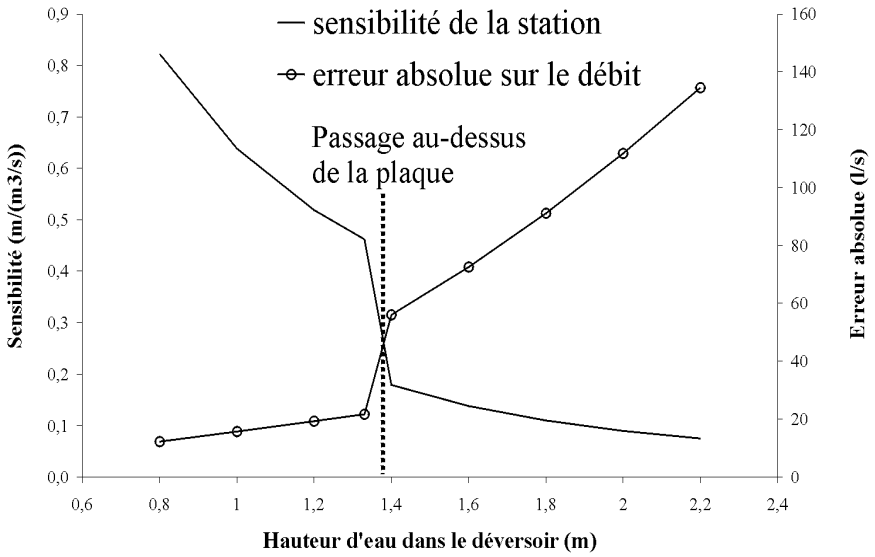


Figure IV-30: Variation de la sensibilité et de l'erreur absolue sur le calcul du débit en fonction de la hauteur d'eau à la station de Taypikhuchu.

IV.2.3.1.2 Station sur lit naturel

IV.2.3.1.2.1 Station Llaullini

La station de Llaullini est située sur une section naturelle de la rivière Zongo à l'amont de la retenue Cuticucho. Le capteur limnigraphique est situé derrière un gros rocher, sous un pont, dans une position relativement abritée qui ne l'a pas empêché d'être déplacé lors des crues de saison des pluies. En effet, la vallée ne dispose pas d'aménagements spécifiques pour endiguer les flux d'eau importants générés par les précipitations sur les pentes souvent abruptes du bassin. Les deux saisons des pluies depuis l'installation en juillet 1999, ont été ponctuées par des crues violentes qui ont endommagé le capteur de pression.

Deux périodes d'étalonnages différents ont été choisies pour cette station sur la période d'étude. La première entre juillet 1999 et avril 2000 et la deuxième entre avril 2000 et janvier 2001. Les limites de ces périodes correspondent à des crues qui ont déplacé le capteur et par conséquent faussé la relation hauteur d'eau – débit.

Au cours de la première période, le capteur a été déplacé plusieurs fois entre le 25 décembre 1999 et le 02 février 2000. Cela a provoqué des décalages en hauteur qui se sont, à notre avis, traduits par une surestimation des cotes enregistrées. Ces décalages n'ont pu être ni quantifiés, ni localisés dans le temps, car la station n'avait pas été référencée par rapport à une borne fixe au moment de son installation.
Par la suite, et ce jusqu'au 6 avril 2000, la station a bougé plusieurs fois provoquant des décalages que nous avons pu corriger grâce au repérage de la station par rapport à une borne fixe.

Le 6 avril 2000, nous avons consolidé la construction de la station donnant ainsi lieu à une nouvelle période d'enregistrement et à un nouvel étalonnage. Cette deuxième période ne présente aucune perturbation et s'arrête en janvier 2001 où une crue a endommagé à nouveau la station. Elle nous permettra comme nous le verrons plus loin d'évaluer l'erreur sur les débits de la partie perturbée (janvier – mars 2000) de la première période et de les corriger au mieux.

Des jaugeages ont été effectués pour les deux périodes (Annexe G-1), sur une section située à 10 m en amont du pont au cours de la saison sèche et à l'aide d'une structure métallique construite dans ce but au dessus de la rivière à 20 m en amont de la station, en saison des pluies (Annexe E, photo 4).

- Etalonnage pour la période 1999 – 2000

Une courbe a été ajustée manuellement sur les jaugeages jusqu'à la cote maximale jaugée de 104 cm. Sachant que les cotes maximales à la station atteignent 150 cm, nous avons testé plusieurs méthodes d'extrapolation qui sont détaillées à l'Annexe G-5a,c.

La première méthode (Annexe G-5a) se base sur le fait que la vitesse moyenne de l'eau évolue de manière linéaire avec la hauteur d'eau dans la section de jaugeage. On peut donc extrapoler facilement cette vitesse pour des hauteurs d'eau non jaugées. Connaissant la section mouillée au niveau de la section de jaugeage (Annexe G-5b), on peut estimer le débit correspondant à une hauteur d'eau donnée. Celui-ci se calcule à l'aide du produit de la vitesse moyenne de l'eau par la surface de la section mouillée.

La deuxième méthode, dite de Stevens, est une méthode graphique qui consiste à appliquer la formule de calcul du débit dans un cours d'eau de Chézy. On peut ainsi isoler la partie de l'équation (appelée *facteur géométrique*) qui évolue de façon linéaire avec le débit. La droite qui relie ce facteur aux débits est alors extrapolée de manière à calculer la valeur du facteur géométrique correspondant aux débits élevés. Les termes de ce facteur étant la surface mouillée et le rayon hydraulique de la section de jaugeage, on peut aisément calculer sa valeur en fonction de la hauteur d'eau. Le débit correspondant à une hauteur d'eau extrapolée est finalement calculé par croisement graphique de ces deux informations (Annexe G-5c).

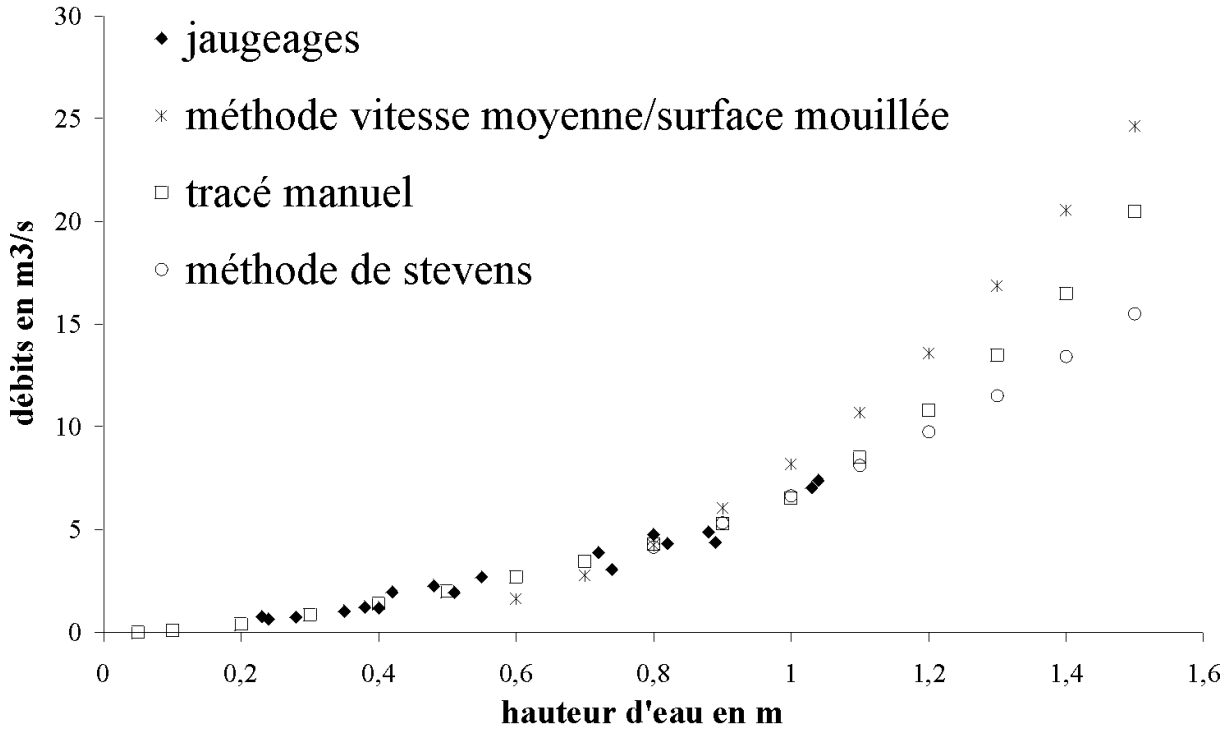


Figure IV-31: Courbes d'étalonnage possibles pour la station Llaullini extrapolées jusqu'à 1,5 m sur la période 1999 - 2000. La courbe choisie correspond au tracé manuel.

On observe sur la Figure IV-31, que la méthode de Stevens présente une courbe un peu basse par rapport à la courbure de la série des jaugeages. La courbe correspondante à la méthode de la vitesse moyenne surestime par contre clairement les débits. Nous avons donc choisi d'extrapoler manuellement la courbe ajustée sur les jaugeages, en restant entre les deux courbes décrites précédemment que nous considérons comme les courbes limites pour l'extrapolation.

Il est évident que les décalages non quantifiables subis par le capteur limitent la qualité de cette courbe d'étalonnage. En effet, parmi les jaugeages disponibles pour cette station, ceux de basses eaux ont été réalisés avant la période de perturbation et ceux de hautes eaux après. Il est donc très possible qu'il y ait un décalage de quelques centimètres entre les groupes de jaugeages qui fausse la courbe d'étalonnage.

Etant donné que nous ne pouvons pas corriger les cotes, nous avons décidé d'adopter malgré tout cette courbe et de corriger les débits ultérieurement, par comparaison avec les débits de la période 2000 – 2001, qui ne présentent pas de perturbation (cf. IV.2.3.2).

- Etalonnage pour la période 2000 – 2001

Les jaugeages disponibles pour cette période sont peu nombreux et présentent une grande dispersion (Figure IV-32). Nous avons choisi d'ajuster la nouvelle courbe d'étalonnage à l'aide de la méthode logarithmique. En effet, l'alignement des jaugeages présente une allure exponentielle qui admet pour expression mathématique l'équation *IV-3*, dont on détermine les coefficients A et B par régression linéaire (Annexe G-6).
On obtient ainsi la courbe d'étalonnage pour la période 2000 – 2001, visible sur la Figure IV-32. Les tableaux correspondants aux courbes d'étalonnages pour chaque période se trouvent à l'Annexe G-7.

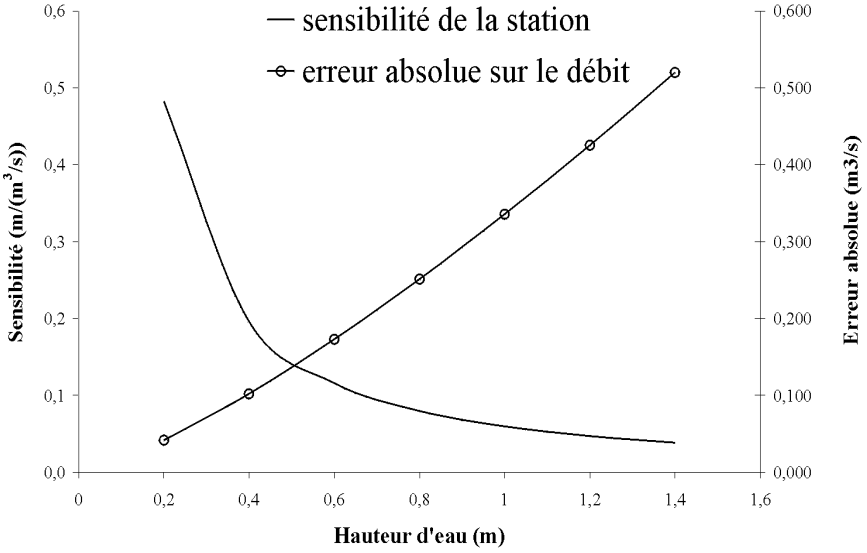


Figure IV-32: Courbe d'étalonnage pour la station Llaullini ajustée par la méthode logarithmique sur la période 2000 – 2001.

IV.2.3.1.2.2 Précision et sensibilité de la station Llaullini

La courbe d'étalonnage correspondant à la période 1999 – 2000 a été ajustée manuellement. La sensibilité minimale d'enregistrement du capteur limnigraphique a été fixée à ΔH = 2 cm. L'erreur absolue sur le calcul du débit que la courbe d'ajustement obtenue provoque doit être calculé manuellement. On mesure en différents points de la courbe, l'intervalle de débit correspondant à un intervalle de hauteur d'eau de 2 cm. La Figure IV-33 présente les erreurs absolues et la sensibilité de la station en fonction de la hauteur d'eau pour la période 1999-2000.

Cette station est bien évidemment moins sensible que les deux précédentes. L'erreur sur les débits que la sensibilité minimale d'enregistrement du capteur introduit, devient importante pour les hauteurs d'eau élevées, puisqu'elle atteint des valeurs supérieures au m^3/s.
Cependant, nous avons vu plus haut que le capteur a été déplacé à plusieurs reprises sous l'effet des crues. La précision et la sensibilité calculées à partir de la courbe d'étalonnage pour cette période sont donc peu significatives.

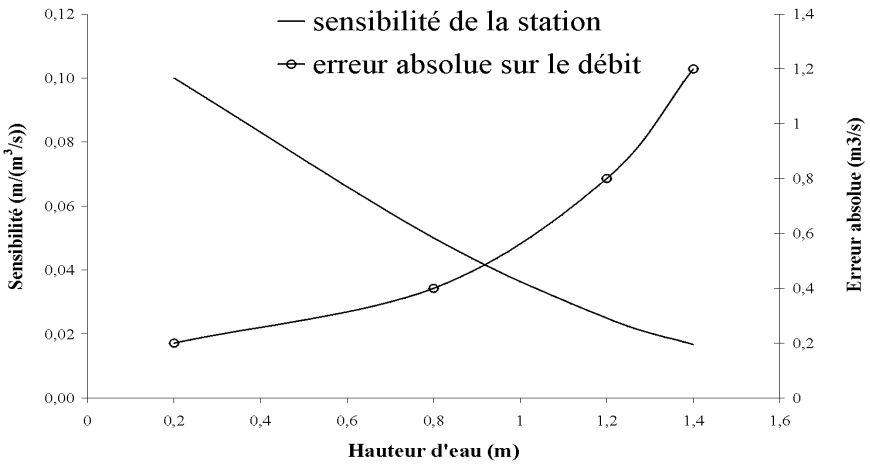


Figure IV-33: Variation de la sensibilité et de l'erreur absolue sur le calcul du débit en fonction de la hauteur d'eau à la station de Llaullini sur la période 1999-2000.

Pour la deuxième période le calcul de l'erreur se fait à l'aide de la formule suivante:

IV-5 $$\Delta Q = \left(2{,}3 \times 7{,}3 \times H^{2{,}3-1}\right) \times \Delta H$$

Elle est extraite de l'équation de la courbe d'étalonnage qui est de la forme de l'équation *IV-2*, avec les paramètres A = 7,34 et B = 2,3. La forme de la courbe de sensibilité, ainsi que les valeurs des erreurs sur le calcul du débit résultantes sont présentées sur la Figure IV-34.

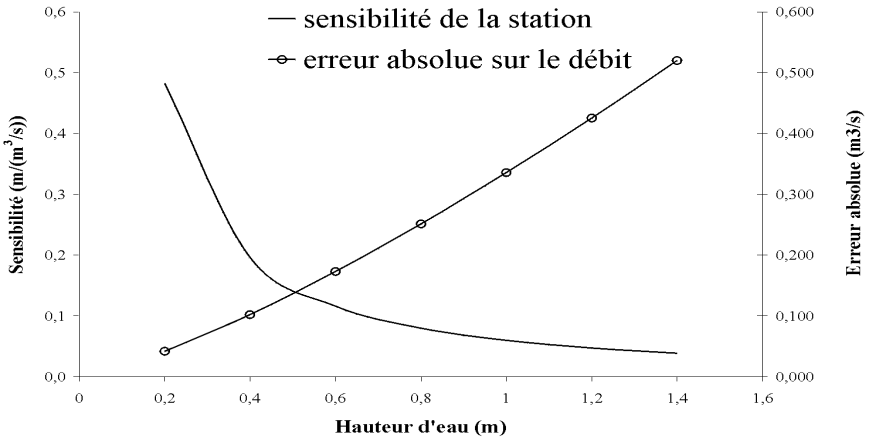


Figure IV-34: Variation de la sensibilité et de l'erreur absolue sur le calcul du débit en fonction de la hauteur d'eau à la station de Llaullini sur la période 2000-2001.

La précision et la sensibilité de la station pour cette période sont beaucoup plus fiables que pour la période précédente. L'ordre de grandeur des erreurs est inférieur à 600 l/s pour les hautes eaux (moins de 5% du débit correspondant), ce qui est acceptable au vu de la taille de la station. La sensibilité, bien que rapidement décroissante reste bonne même pour les hautes eaux (5 cm/(m^3/s) pour une hauteur à l'échelle de 1,4 m).

IV.2.3.2 GENERALITES SUR LES DEBITS OBSERVES

Le Tableau IV-5, présente l'inventaire des périodes d'enregistrement des débits aux différentes stations.

```
-------------------------------------------------------------------------------
Station   :  LLAULLINI
-------------------------------------------------------------------------------
Année    JANV  FEVR  MARS  AVRI  MAI   JUIN  JUIL  AOUT  SEPT  OCTO  NOVE  DECE
-------------------------------------------------------------------------------
1999      -     -     -     -     -     *     C     C     C     C     C     C
2000      C     *     *     *     C     *     C     C     C     C     C     C
2001      *     -     -     -     -     -     -     -     -     -     -     -
-------------------------------------------------------------------------------
Station   :  TAYPIKHUCHU
-------------------------------------------------------------------------------
Année    JANV  FEVR  MARS  AVRI  MAI   JUIN  JUIL  AOUT  SEPT  OCTO  NOVE  DECE
-------------------------------------------------------------------------------
1999      -     -     -     -     -     -     *     C     C     *     C     C
2000      C     C     C     C     *     -     *     C     C     C     C     *
2001      *     C     C     *     -     -     -     -     -     -     -     -
-------------------------------------------------------------------------------
Station   :  LIVIÑOSA
-------------------------------------------------------------------------------
Année    JANV  FEVR  MARS  AVRI  MAI   JUIN  JUIL  AOUT  SEPT  OCTO  NOVE  DECE
-------------------------------------------------------------------------------
1999      -     -     -     -     -     -     -     -     -     *     C     C
2000      C     C     C     C     C     C     C     C     C     C     C     *
2001      -     -     *     *     -     -     -     -     -     -     -     -
-------------------------------------------------------------------------------
```

Tableau IV-5: Inventaire des périodes d'enregistrement des débits instantanés; C : Mois complet * : Mois contenant des lacunes d'observation - : absence de données.

Le Tableau IV-6 présente, pour chaque mois, les débits instantanés extrêmes aux trois stations.

	Station Taypikhuchu		Station Liviñosa		Station Llaullini	
Débit (m3/s)	**min. (m3/s)**	**max. (m3/s)**	**min. (m3/s)**	**max. (m3/s)**	**min. (m3/s)**	**max. (m3/s)**
Juin-99					0,3	2,8
Juil-99	0,2	0,4			0,1	3,1
Août-99	0,1	0,5			0,1	2,9
Sept-99	0,1	0,5			0,2	3,2
Oct-99	0,1	0,5	0,0	0,4	0,2	3,3
Nov-99	0,1	0,5	0,0	0,6	0,5	3,2
Déc-99	0,1	1,0	0,0	1,7	0,5	4,4
Janv-00	0,4	4,3	0,4	3,8	2,6	20,1
Févr-00	0,3	1,9	0,0	3,6	4,3	20,5
Mars-00	0,3	3,1	0,4	3,1	4,7	19,6
Avr-00	0,2	0,8	0,2	0,8	1,5	9,6
Mai-00	0,3	0,5	0,1	0,2	0,7	3,5
Juin-00			0,0	0,4	0,5	3,8
Juil-00	0,1	0,2	0,0	0,5	0,3	4,2
Août-00	0,1	0,2	0,0	0,5	0,3	3,9
Sept-00	0,1	0,3	0,0	0,3	0,3	3,8
Oct-00	0,1	0,4	0,0	0,5	0,2	4,3
Nov-00	0,1	0,2	0,0	0,5	0,3	3,9
Déc-00	0,1	0,1	0,0	1,8	0,3	6,7
Janv-01	0,6	2,1			3,9	11,0
Févr-01	0,4	2,9				
Mars-01	0,3	1,9	0,6	2,5		
Avr-01	0,3	0,5	0,5	0,6		

Tableau IV-6: Débits minima et maxima instantanés à Llaullini, Liviñosa et Taypikuchu.

Ce tableau montre une saisonnalité des écoulements très marquée par l'alternance saison sèche - saison des pluies. En particulier, on observe le contraste important entre les débits maximums des mois de janvier – mars et ceux du reste de l'année. Dans le cas de Liviñosa, l'influence de la retenue qui se trouve en amont de la station, est illustrée par la valeur nulle des débits instantanés minimums. Ces débits sont dus au fait qu'à certains moments, le remplissage ou le déstockage contrôlé de la retenue bloquent tous les écoulements qui devraient passer par le déversoir. Ceci confirme la nécessité de corriger les débits observés à cette station de l'influence de la retenue (cf.V.1).

Dans le cas de Llaullini, ce contraste est certainement accentué par les décalages que le capteur a subis au cours des crues. La visualisation des débits journaliers à cette station le confirme (Figure IV-35).

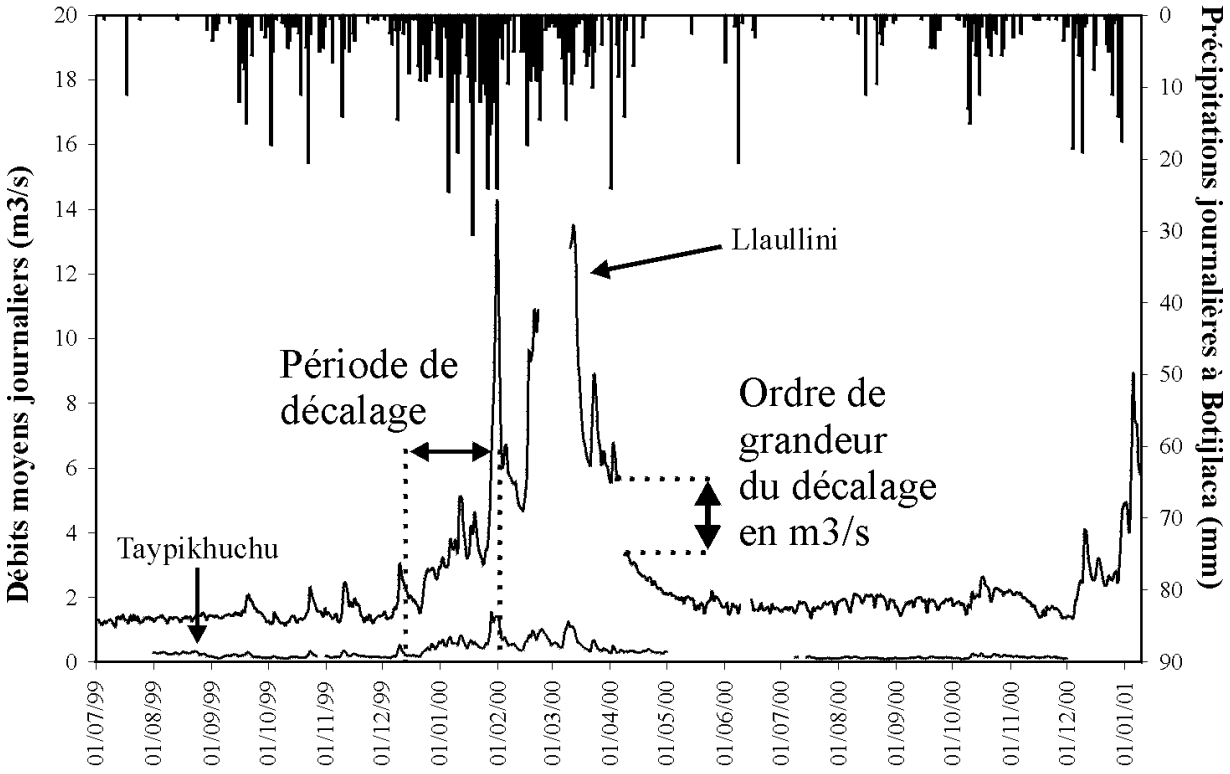


Figure IV-35: Débits moyens journaliers aux stations Taypikhuchu et Llaullini comparés aux précipitations journalières au pluviomètre journalier de l'usine Botijlaca. Visualisation de la période pendant laquelle ont certainement eu lieu un ou plusieurs décalages du capteur. Une estimation de l'ordre de grandeur de ce décalage en terme de débits est possible au moment du changement d'étalonnage.

La période pendant laquelle le(s) décalage(s) ont eu lieu correspond au temps qui s'est écoulé entre deux visites de contrôle de la station. Au cours de cette période, on observe à la fin du mois de janvier, une crue dont l'amplitude est proche du triple de celles qui ont été enregistrées quelques jours auparavant. Nous avons vérifié qu'elle n'était pas due à un lâcher d'eau de retenue ce qui était peu probable, puisqu'en début de saison des pluies les retenues du système sont en phase de remplissage.
Nous pensons que cette crue a été effectivement importante car elle est aussi visible à la station Taypikhuchu et elle a lieu à la fin d'une période de pluies intense (Figure IV-35). Elle constitue l'explication la plus probable pour les décalages observés lors de la visite de contrôle du mois de février.

A partir de cette visite et jusqu'au 6 avril, date du changement d'étalonnage, la position de la station a été fréquemment contrôlée et les éventuels décalages observés ont été corrigés. Lors des travaux de consolidation de la station du début du mois d'avril, nous avons fait en sorte de réduire au maximum la période de transition. Ainsi, une seule journée sépare les deux enregistrements.
Le décalage en terme de débits observé est visiblement trop important pour être naturel.

Nous avons donc considéré qu'il est représentatif de l'ordre de grandeur du décalage souffert par la station au cours de la crue du mois de janvier. De plus, la Figure IV-35 montre que les ordres de grandeur des écoulements enregistrés au cours des deux saisons sèches sont très similaires, ce qui nous permet de considérer que l'étalonnage de la période 2000-2001 est correct. Nous pouvons donc nous servir de cet enregistrement pour estimer l'ordre de grandeur de la correction à appliquer à l'enregistrement précédent.

Une fonction polynomiale d'ordre 2 a été ajustée à la partie de la courbe des débits située entre le 08/04/00 et le 08/05/00, qui présente une décroissance relativement régulière. Ensuite, nous avons estimé la valeur du débit moyen journalier du 06/04/00 en extrapolant la fonction ajustée. Le débit ainsi obtenu présente une différence de 2,096 m^3/s avec le débit observé sur la Figure IV-35. Nous avons donc décidé d'appliquer cette correction à l'ensemble des débits précédant les travaux du 06/04, en commençant au 30 janvier 2000. Cette date a été choisie parce que le pic de la grande crue, probablement à l'origine des dommages subis par le système de fixation de la station, est observé le 31 janvier et que le débit enregistré à cette occasion présente un écart avec le débit du jour précédent de 4,1 m3/s. Nous pouvons donc appliquer la correction proposée sans perturber la forme générale de l'hydrogramme. Nous obtenons alors l'hydrogramme visible sur la Figure IV-36.

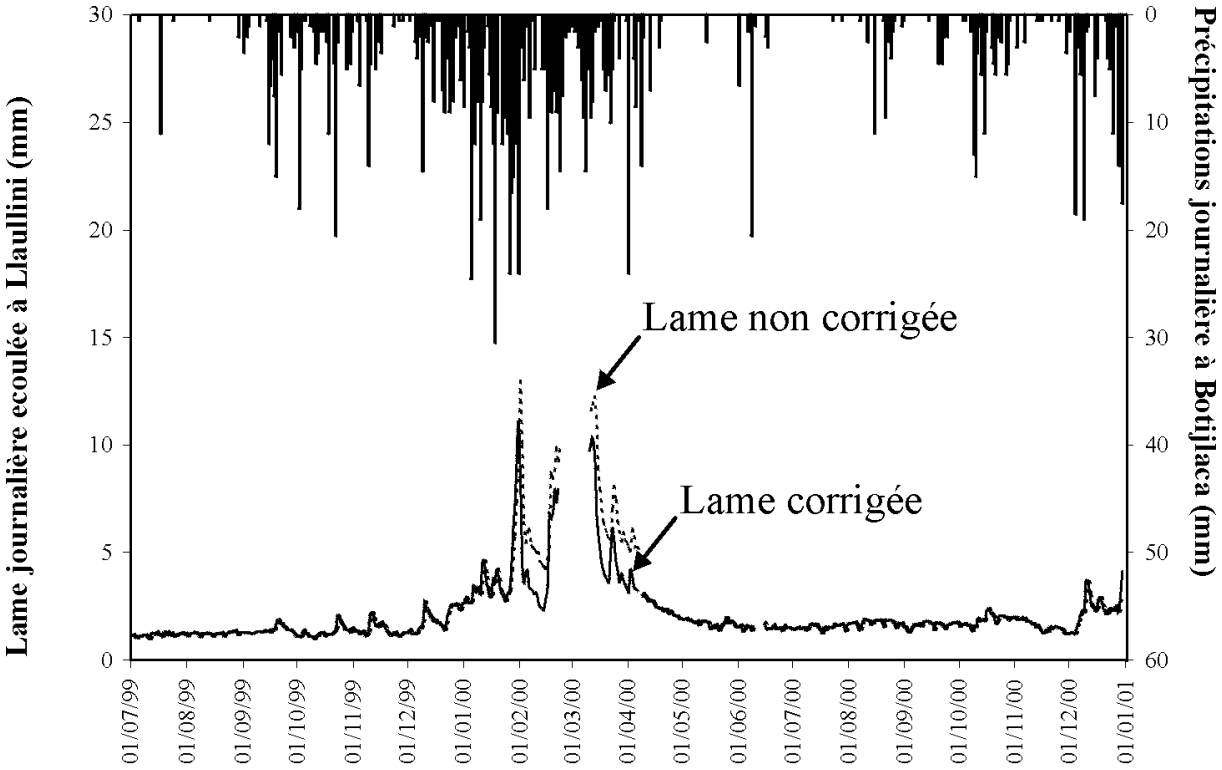


Figure IV-36: Lame écoulée enregistrée à la station Llaullini et visualisation de la correction appliquée.

La station de Llaullini se trouve à l'exutoire du bassin et intègre de ce fait l'influence des aménagements hydroélectriques sur les écoulements mesurés à cette station. Les lâchers quotidiens de l'eau stockée dans les retenues servant à alimenter les usines, maintiennent un débit relativement constant dans la rivière durant les saisons sèches (mai-septembre), (Figure IV-36). Une grande partie des précipitations du début de la saison des pluies sont captées pour le remplissage des retenues. De ce fait, les écoulements à la station Llaullini ne sont pas représentatifs de la dynamique hydrologique naturelle du bassin. Celle-ci n'est observable qu'au niveau des stations Taypikhuchu et Liviñosa qui contrôlent des sous-bassins ne contenant pas d'aménagements hydroélectriques.

IV.2.3.3 COMPARAISON DES SOUS-BASSINS TAYPIKHUCHU ET LIVIÑOSA.

La Figure IV-37. présente les sous-bassins de Taypikhuchu (en bas au centre) et de Liviñosa (en haut à gauche). Les écoulements produits sur ces deux sous-bassins sont captés par les prises d'eau de la Cobee. La similitude morphologique des deux sous-bassins (Tableau IV-7) et leur position rapprochée rendent intéressante la comparaison de leur comportement hydrologique.

	Liviñosa	Taypikhuchu
Aires (km²)	12,5	10,1
Altitude moyenne (m)	4700	4880
Altitude minimale (m)	4190	4060
Altitude maximale (m)	5120	6020
Orientation	NE - SO	N – S
Périmètre (km)	16,2	14,6
Longueur maximale (km)	5,9	5,5

Tableau IV-7: Principales caractéristiques des bassins de Liviñosa et Taypikhuchu.

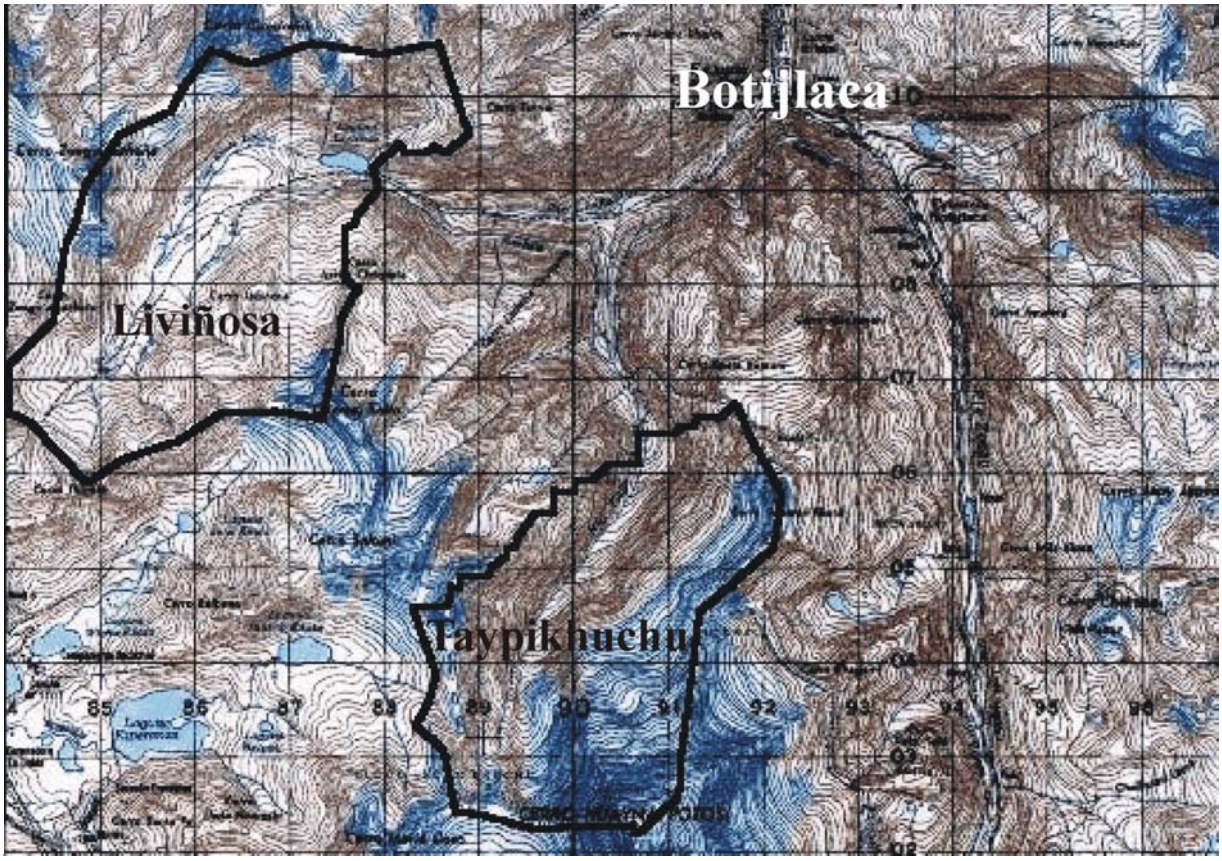


Figure IV-37: Localisation géographique des sous-bassins de Liviñosa et Taypikhuchu.

La principale différence entre les deux sous-bassins est que celui de Taypikhuchu contient une surface de glacier relativement importante (Figure IV-37 et Tableau IV-8), ajoutant ainsi une composante glaciaire aux écoulements d'origine pluvio-nivale, composante que l'on trouve aussi à Liviñosa. La comparaison de leur comportements hydrologiques respectifs permet, outre une approche synthétique des processus en jeu, d'étudier l'impact de la présence du glacier sur le sous-bassin.

Nous allons brièvement vérifier que ces deux bassins ont des caractéristiques similaires au regard de l'hydrologie en calculant quelques uns des indicateurs morphologiques habituellement utilisés.

IV.2.3.3.1 Comparaison morphologique

IV.2.3.3.1.1 Descripteur de forme: Le coefficient de compacité :

Ce coefficient, dit de Gravellius, (Roche, 1963; Llamas, 1993) et dont la valeur est toujours supérieure à 1, mesure le rapport entre le périmètre du bassin étudié et celui d'un cercle de même superficie. La valeur de ce coefficient informe sur l'allongement du bassin qui diminue avec sa valeur :

Ce coefficient se calcule de la façon suivante : $Kc = 0{,}28 * \frac{Perimètre}{\sqrt{Aire}}$

On obtient les coefficients,
Pour Liviñosa : Kc = 1,26
Pour Taypikhuchu : Kc = 1,27
qui sont presque égaux pour les deux bassins, ce qui confirme une forme comparable.

IV.2.3.3.1.2 Descripteur de relief: L'élévation

Le calcul de la courbe hypsométrique permet de résumer les variations d'altitude à l'intérieur du bassin tout en nous renseignant sur son état dynamique.

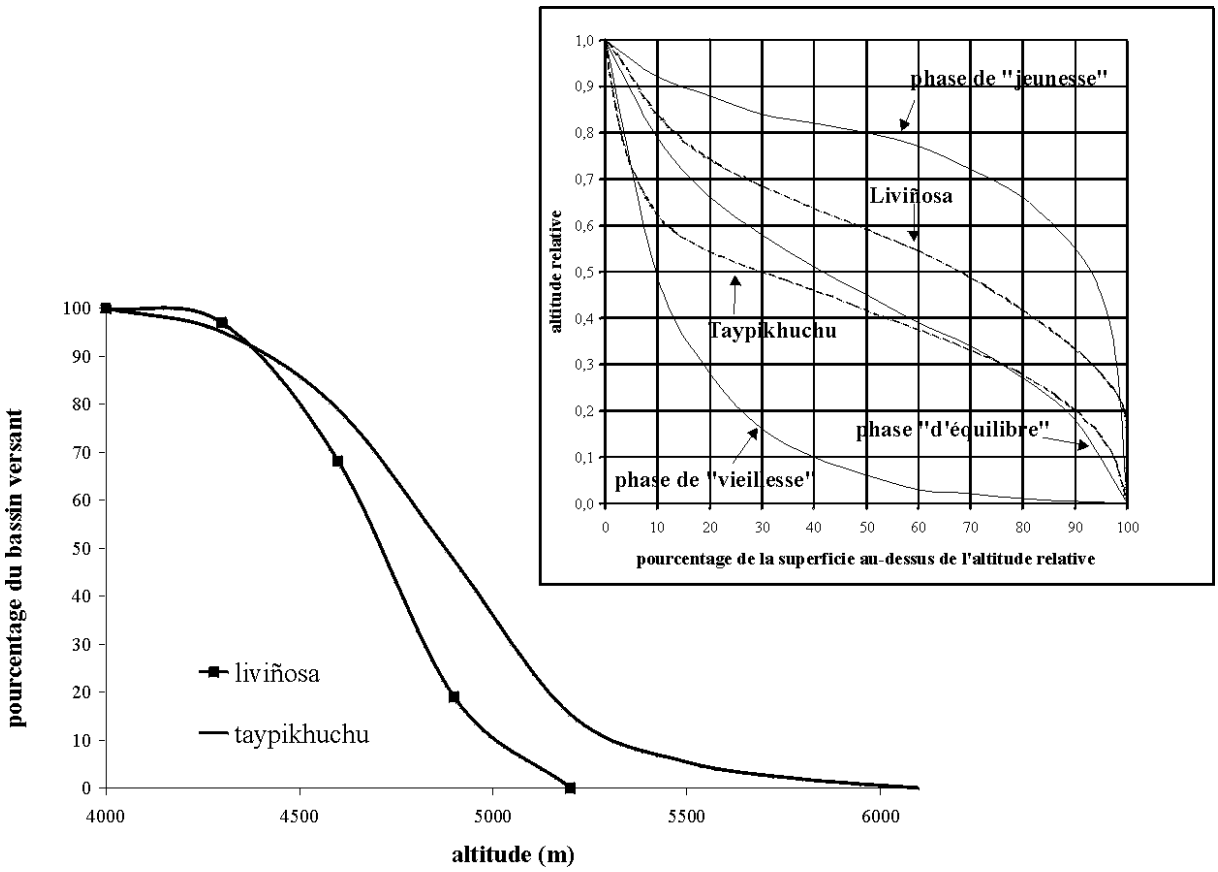


Figure IV-38 : (En bas à gauche), courbes hypsométriques des bassins de Taypikhuchu et de Liviñosa. (En haut à droite), état d'équilibre dynamique potentiel des bassins (d'après Llamas, 1993)

La Figure IV-38 (en bas à gauche) indique le pourcentage de la surface du bassin qui se trouve au dessus d'une altitude donnée. Les formes des deux courbes confirment que les deux bassins ont grossièrement la même morphologie encaissée (pente faible de la courbe pour les basses altitudes) avec un fond de vallée relativement plat (pente importante de la courbe pour les altitudes moyennes) bordé par des falaises parfois verticales surtout dans le cas de Taypikhuchu (pentes faibles de la courbe pour les hautes altitudes).
Cette morphologie est caractéristique de la forme en « U » des vallées glaciaires formées sous l'action érosive des glaciers de la cordillère au cours des grandes périodes de glaciation.

La courbe hypsométrique, nous renseigne, d'après Strahler (Llamas, 1993), sur les différents états d'un bassin du point de vue de l'action de l'érosion (Figure IV-38, en haut à droite).
Lorsqu'une grande partie du bassin se trouve à des altitudes élevées par rapport à l'exutoire, il subit une phase d'érosion importante (« jeunesse » du bassin). Si la répartition des surface est régulière en fonction de l'altitude il est en « équilibre ». Enfin, si la majeure partie du bassin est peu élevée par rapport à l'exutoire, il ne subit pas l'érosion et peut même être en phase de sédimentation (vieillesse du bassin). Selon cette théorie, la Figure IV-38 indique que Taypikhuchu est dans une phase d'érosion moins intense que Liviñosa. Toutefois, les deux courbes ont une silhouette semblable ce qui témoigne d'une répartition comparable des surfaces en fonction de l'altitude.

L'ensemble de ces informations confirment que ces deux bassins sont morphologiquement similaires.

IV.2.3.3.1.3 Répartition des types de surfaces

Grâce à la mise en place du Système d'Information Géographique de la vallée (voir II.1.3.1), nous avons pu déterminer facilement la répartition des types de surface sur les deux bassins (Tableau IV-8).

	Aires (km²)					Aires (%)			
	glacier	**rocher**	**Versant**	**fond vallée**	**Total**	**glacier**	**rocher**	**Versant**	**Fond vallée**
Liviñosa	0,0	9,3	2,9	0,3	12,4	0	75	23	2
Taypikhuchu	2,5	6,3	1,2	0,1	10,2	25	62	12	1

Tableau IV-8 : Répartition des surfaces par type de sol et par bassin.

Le glacier couvre 25 % de la surface du bassin de Taypikhuchu, par conséquent, une partie non négligeable des précipitations va tomber sur le glacier et évoluer différemment de celle qui va tomber sur le reste du bassin. De plus, la fonte du glacier produit des écoulements, qui alimentent les cours d'eau, ce qui n'est pas le cas à Liviñosa.

IV.2.3.3.2 Lames d'eau mensuelles écoulées et précipitées

Nous disposons de données du 1er septembre 1999 au 30 avril 2000 pour Taypikhuchu et du 31 octobre 1999 au 1er août 2000 pour Liviñosa. Connaissant les surfaces des bassins, nous pouvons calculer les lames écoulées mensuelles et procéder à des calculs de bilan pendant le période commune de mesure, qui va du mois de novembre 1999 au mois d'avril 2000 (Tableau IV-9). Les précipitations sur le bassin sont celles enregistrées au pluviographe situé à l'exutoire.

Période 11/99 – 04/00	**Précipitation (mm)**	**Lame écoulée (mm)**	**Déficit d'écoulement (mm)**	**Ruissellement (%)**	**Déficit d'écoulement (%)**
Liviñosa	1100	1007	**93**	92	8
Taypikhuchu	909	728	**181**	80	20

Tableau IV-9 : Calcul des bilans d'écoulement sur les bassins de Liviñosa et Taypikhuchu.

Le déficit d'écoulement de Taypikhuchu est supérieur de 12 % à celui de Liviñosa. Cela signifie qu'il y a sur le bassin de Taypikhuchu une perte ou un stockage d'eau plus important. Si nous comparons les lames précipités mensuelles avec les lames écoulées sur chaque bassin sur la saison des pluies 1999/2000 (Figure IV-39), nous pouvons mieux appréhender les différences de comportement.

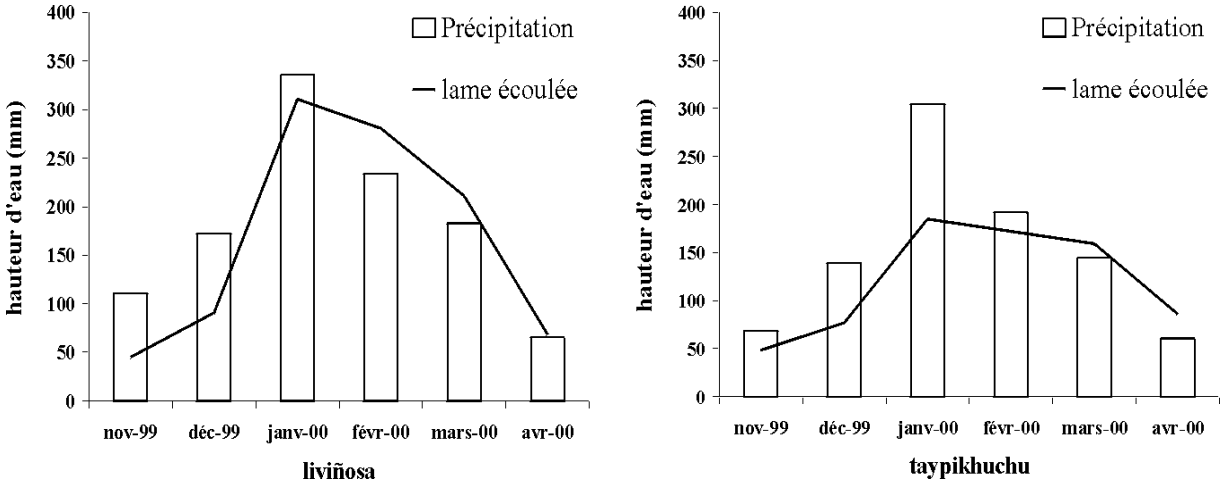


Figure IV-39: Lames mensuelles écoulées et précipitées sur les bassins de Liviñosa et Taypikhuchu entre novembre 1999 et Avril 2000.

Pendant les premiers mois de la saison des pluies, la lame écoulée est inférieure à la lame précipitée dans les deux bassins. Pour Liviñosa, la différence entre lame précipitée et écoulée décroît avec l'avancée de la saison des pluies. C'est la période de «mise en charge» du système, pendant laquelle les réservoirs de stockage tels que les formations de pente ou les fonds de vallée (cf. II.1.3.1), stockent temporairement les écoulements. Après le pic du mois de janvier, les précipitations diminuent et la lame écoulée devient supérieure à la lame précipitée. Quand il pleut, toute l'eau ruisselle sur des surfaces temporairement saturées. Quand il ne pleut pas le système relâche l'eau qui est en excédent dans les réservoirs de subsurface, provoquant ainsi une production d'écoulement supérieure aux apports par précipitation, confirmée par les observations de terrain. En effet, en début de saison des pluies, les cascades, les ruisseaux et la rivière se perdent dans le sol alors que plus tard l'ensemble du bassin ruisselle et la rivière coule en surface sur la totalité de son parcours. Cette dynamique est proche de la notion de "dynamique des aires contributives" maintenant classique en hydrologie.

Dans le cas de Taypikhuchu, la différence entre la lame précipitée et lame écoulée croît avec la pluviométrie au contraire de ce qui se passe à Liviñosa. Nous attribuons une partie de ce phénomène à la présence du glacier, seule véritable différence entre les deux bassins. L'eau qui précipite sur sa surface est largement stockée sous forme de neige, évoluant vers de la glace principalement dans la zone dite « d'accumulation » du glacier, provoquant un «effet tampon» qui retarde la saturation du système jusqu'au mois de mars 2000, bien après le pic pluviométrique de janvier. A la fin de la saison des pluies et jusqu'à la saison des pluies suivante, la fonte du glacier, principalement dans sa zone dite «d'ablation» alimente constamment le bassin, donnant lieu à des lames écoulées supérieures aux lames précipitées.

Ce phénomène est curieux dans la mesure où il est par ailleurs connu que la saison des pluies correspond à la période de fonte la plus intense sur les glaciers tropicaux (Francou et al., 1995 ; Ribstein et al., 1995b ; Wagnon et al., 1999a). La composante glaciaire n'est donc certainement pas la seule explication à ce déficit d'écoulement.
Les précipitations neigeuses, pratiquement systématiques au dessus 5000 m, doivent aussi avoir un rôle de stockage important hors glacier, mais, même si on peut noter que le bassin de Taypikuchu présente près de 35% de sa superficie au dessus de 5000 m, alors que Livinosa en a moins de 10%, les données dont nous disposons ne nous permettent pas d'analyser finement leurs comportements respectifs.

Les lames écoulées journalières reportées sur la Figure IV-40 fournissent une représentation temporelle plus synthétique des processus. La production de Liviñosa passe au dessus de celle de Taypikhuchu fin décembre (le 24 décembre au regard des moyennes mobiles) et le retour à la normale a lieu fin mars (28 mars au regard des moyennes mobiles). Le phénomène de stockage a donc lieu trois mois par an.

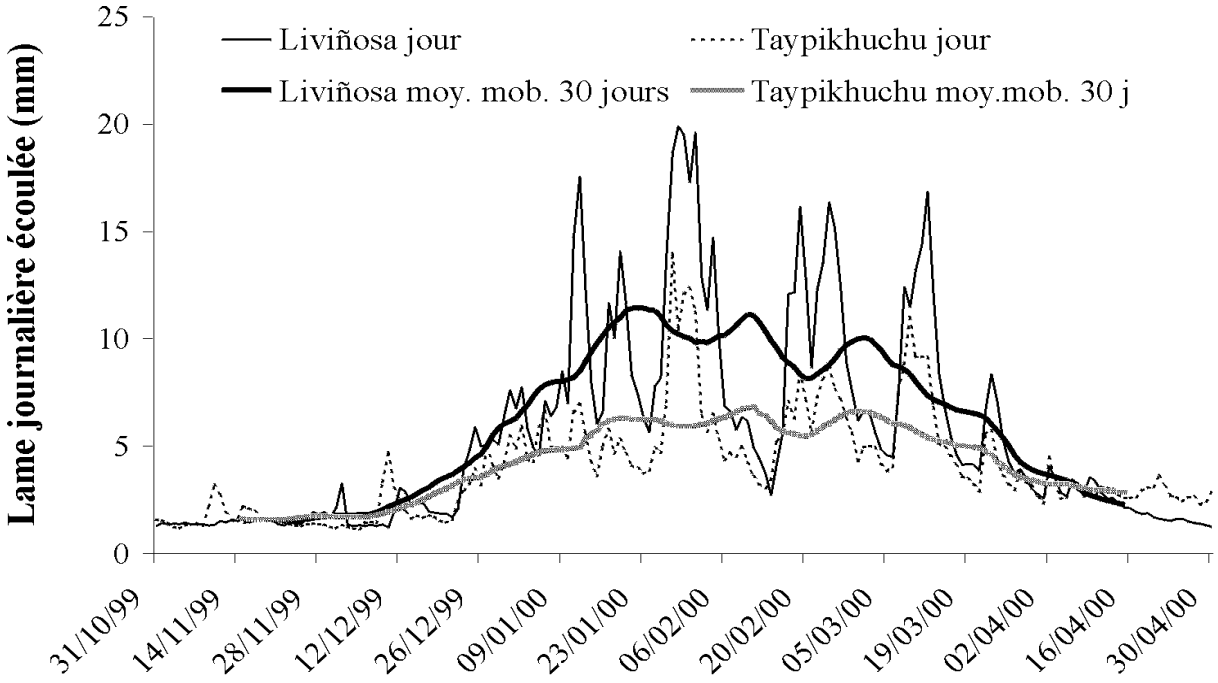


Figure IV-40: Lames écoulées journalières des sous-bassins de Liviñosa et Taypikhuchu. Les moyennes mobiles sur 30 jours ont étés ajoutées pour visualiser l'évolution saisonnière.

IV.3 SYNTHESE DU CHAPITRE

Ce chapitre présente l'ensemble du travail de terrain et d'analyse des données que requiert la compréhension des processus hydrologiques en jeu dans le bassin de Llaullini.

Le manque de données nécessaires à l'utilisation du modèle ISBA nous a amené à installer des nouvelles stations de mesure des débits, de la pluviométrie et des principales variables climatiques (températures, humidité, rayonnement) que nous localisons et décrivons. Les données obtenues grâce à l'ensemble du réseau de mesure résultant sont ensuite présentées à différents pas de temps.

L'année hydrologique 1999/2000, pendant laquelle nous appliquerons ISBA, a été caractérisée en considérant les précipitations annuelles, comme une année normale n'ayant pas été soumise à la variabilité engendrée par le phénomène ENSO. La qualité des mesures faites aux différents pluviomètres est discutée et un gradient annuel des précipitations avec l'altitude de –1 mm/m est estimé pour l'année au dessus de 3500 m.
Ce gradient est précisé à l'échelle mensuelle en se basant sur les mesures des pluviomètres journaliers de l'usine Botijlaca (3492 m) et de la Plataforma (4750 m). La dynamique saisonnière des précipitations est définie comme l'alternance entre une saison sèche (juin à septembre) et une saison des pluies (décembre à mars). Il ressort de la brève analyse des données présentées que les pluviographes installés spécifiquement pour la présente étude fournissent des mesures des précipitations plus fiables que celles des appareils installés depuis plus longtemps, pluviomètres journaliers ou totalisateurs.

Les données pluviographiques ont permis de mettre en évidence l'existence de deux types de précipitations différentes au cours de la saison des pluies. D'une part, les masses d'air humides amazoniennes remontent tous les jours les vallées sous l'effet des alizés de nord-est et du rayonnement solaire (convection). Elles génèrent des précipitations diurnes qui ont généralement lieu en milieu de journée. D'autre part, des précipitations nocturnes apparaissent en milieu de saison des pluies (janvier - février) entre 21 h et 3 h du matin.
Cette observation permet par ailleurs de détecter que les mesures du pluviographe Huayna 4830, situé au pied du glacier Zongo, sont perturbées par l'accumulation de la neige sur le cône récepteur.

Les variables climatiques au cours des saisons sèches et humides sont ensuite présentées pour illustrer le contraste, caractéristique du climat tropical, entre les importantes variations journalières de la température et du rayonnement solaire et leur relative stabilité à l'échelle saisonnière.

Une description de la méthode d'étalonnage des stations hydrométriques permet de discuter de la qualité des débits observés, disponibles aux différentes stations. Les débits mesurés à l'exutoire du bassin montrent le contraste important entre les écoulements en saison sèche et les violentes crues de saison des pluies, peu retardées par les aménagements hydrauliques et qui ont parfois endommagé nos stations de mesure. Ainsi, la station de Llaullini, située à l'exutoire de la vallée, fait l'objet d'une analyse poussée qui se concrétise par une correction solidement justifiée des observations perturbées par les crues de la saison des pluies 1999 – 2000.

Les débits observés à l'exutoire de deux sous-bassins similaires, Taypikhuchu et Liviñosa, dont les écoulements ne sont pas perturbés par les aménagements hydroélectriques sont présentés et comparés.
On peut schématiser grossièrement les mécanismes de l'écoulement sur ces bassins de la façon suivante: les précipitations qui atteignent leurs valeurs maximales vers le mois de janvier, sont largement retenues en début de saison des pluies dans les réservoirs que constituent les formations de pente et de fond de vallée, qui relâchent cette eau en fin de saison des pluies provoquant ainsi des écoulements importants en fin de saison des pluies.

Un déficit d'écoulement plus important accompagné d'une *saturation* plus tardive est mis en évidence pour le bassin de Taypikhuchu qui contient une surface glaciaire. Cela peut s'expliquer par l'accumulation des précipitations sous forme de neige ou de glace sur la surface glaciaire ou sous la forme d'un manteau neigeux s'accumulant sur les versants non englacés de haute altitude.

CHAPITRE V : APPLICATION D'ISBA AU SOUS-BASSIN DE LIVIÑOSA

L'objectif de cette partie consiste à adapter le schéma ISBA à la zone d'étude et à déterminer les valeurs optimales des paramètres de calage du modèle.

V.1 LE SOUS-BASSIN LIVIÑOSA

Le sous-bassin de Liviñosa, d'une superficie de 12,5 km², (Figure V-1) ne contient pas de surface glaciaire, contrairement à ce qu'indique la carte qui est ancienne (1983) et sur laquelle les courbes bleues définissent plutôt les zones susceptibles d'être fréquemment enneigées. Il s'étage entre 4150 m et 5150 m d'altitude, ce qui lui confère une position représentative des altitudes moyennes au sein du bassin de Llaullini, lui même compris entre 3400 m et 6000 m.
Les débits observés à la station limnigraphique située à l'exutoire, en aval de la retenue, sont d'origine pluvio-nivale et, par conséquent, non perturbés par des apports glaciaires. Nous pouvons donc les utiliser pour le calage des paramètres d'ISBA en les comparant aux débits simulés par le modèle.

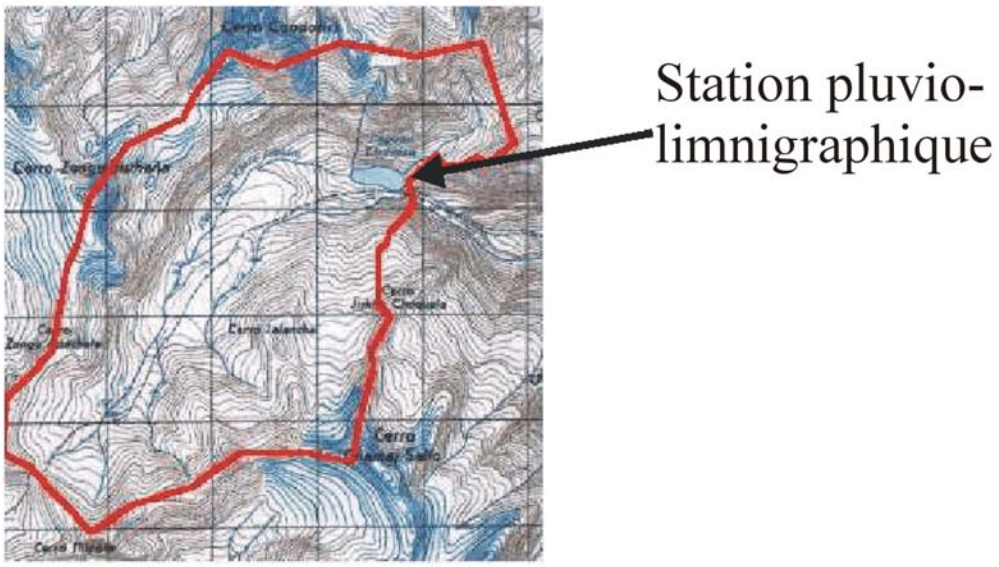


Figure V-1: Le bassin versant de Liviñosa (courbe rouge). On remarque la présence de la retenue à l'exutoire du bassin et qui perturbe les enregistrements du limnigraphe situé immédiatement à l'aval.

La station pluvio-limnigraphique se situe derrière la retenue de Liviñosa, ce qui la protège de l'accumulation de sédiments au pied du déversoir, facteur d'altération de l'étalonnage (cf. IV.2.3.1). Par contre, la présence de la retenue perturbe la mesure notamment en saison sèche lorsque l'eau stockée au cours de la saison des pluies est lâchée par la vanne de fond pour alimenter le système hydroélectrique (Figure V-2). Du fait de l'installation tardive de la station, les débits observés n'incluent pas de période de vidange de la retenue. Néanmoins, nous avons pu récupérer l'historique des opérations sur le réservoir (notamment les réglages d'ouverture de la vanne de vidange) à partir du mois d'août 1999. Grâce à cette information, ainsi qu'à celle de la variation de niveau d'eau de la retenue nous pouvons, par un calcul au pas de temps demi-horaire (dH), estimer les volumes journaliers produits par le bassin pour la période allant du 1er août 1999 au 30 avril 2000 et nous en servir comme débits de référence pour le calage d'ISBA sur le sous-bassin.

En l'absence de débordement, les formules à utiliser pour estimer les volumes (ici au pas de temps demi-horaire (dH) sont les suivantes :

Volume (dH + 1) = *Volume (dH) + Entrées (dH) – Sorties (dH)*

Entrées (dH) = *Production du bassin (dH)* + *Pluie sur retenue(dH)*
Sorties (dH) = *Evaporation sur retenue (dH)* + *Lâcher d'eau par la vanne (dH)*

Production bassin (dH) = *(Volume (dH+1) – Volume (dH)) + Evaporation sur retenue (dH) + Lâcher d'eau (dH) – Pluie sur retenue (dH)*

Le niveau de la retenue étant relevé seulement deux fois par jour (autour de 9 heures le matin et de 19 heures le soir), nous avons effectué des interpolations pour calculer sa variation demi-horaire.

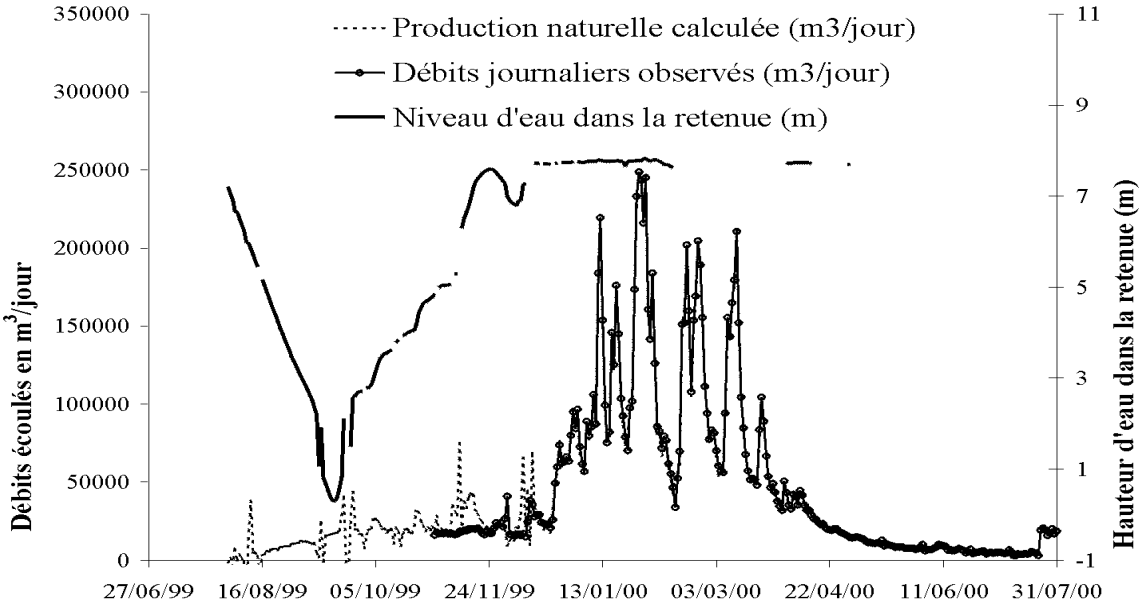


Figure V-2 :Variations du niveau d'eau dans la retenue Liviñosa située en amont de la station de mesure et production naturelle (débits non perturbés par la retenue) du sous-bassin. Les débits observés à la station ont aussi été reportés et sont égaux à la production du sous-bassin lorsque la retenue est pleine.

Les précipitations mesurées au pluviographe de Liviñosa ne sont disponibles qu'à partir du 13 octobre 1999. Pour la période précédant cette date, nous avons décidé d'utiliser les précipitations mesurées avec les appareils installés dans le sous-bassin de Taypikhuchu et au pied du glacier Zongo (Huayna 4830), lorsque la qualité de leurs corrélations journalières le permet. Les 25 premiers jours d'août se placent à la fin de la saison sèche, avec des précipitations très faibles. Nous avons donc utilisé les données du pluviographe Huayna 4830 m, en dépit de la très mauvaise corrélation journalière entre les deux appareils (R^2 = 0,18 ; N= 200), car ce sont les seules données disponibles. Du 24/08/99 au 14/10/99, nous utilisons les données du pluviographe Taypikhuchu avec lequel la corrélation est nettement meilleure (R^2 = 0,73 ; N = 200).

	jan	fev	mar	avr	mai	juin	juill	aout	sept	oct	Nov	dec
ETP mm/mois	60,5	53,5	58,5	52,0	47,5	39,5	39,5	43,5	47,5	59,5	63 ,0	64,5

Tableau V-1 : Evaporation potentielle moyenne mensuelle à la station de La Paz (période 1968 – 1984)

Le taux d'évaporation adopté pour ce calcul à été interpolé sur le pas de temps à partir de mesures de l'évapotranspiration potentielle moyenne mensuelle à la station de La Paz (3700 m) entre 1968 et 1984 (Programme PHICAB - IRD ; 1982 – 1992 ; Roche et al., 1992), (Tableau V-1).

Les volumes lâchés ont été calculés grâce aux réglages de vanne relevées lors des manœuvres d'ouverture et fermeture par les agents de la Cobee. Des jaugeages faits en aval de la retenue ont permis d'estimer le volume d'eau qui est lâché en fonction de l'ouverture de la vanne.
Le volume ainsi que la surface correspondants aux hauteurs d'eau dans la retenue ont été calculés à l'aide des relations niveau/volume et niveau/surface établies par Reinhardt (1997).
Ainsi, les volumes naturels produits au pas de temps demi-horaire ont été calculés puis transformés en volumes journaliers (exprimés en m3/jour) pour la période allant du 1er aout 1999 au 30 avril 2000.

V.2 LE FORÇAGE CLIMATIQUE SUR LE SOUS-BASSIN.

Pour utiliser ISBA nous devons connaître pour chaque pas de temps (dans notre application c'est la demi-heure) la température de l'air, les précipitations liquides et solides, la pression atmosphérique, l'humidité spécifique, le rayonnement solaire et atmosphérique incident et la vitesse du vent.
Certaines de ces variables ont été mesurées en un ou plusieurs points du bassin de Llaullini (température de l'air, précipitations, rayonnement solaire, vitesse du vent). Les autres doivent être calculées (séparation précipitation liquide et solide, pression atmosphérique, humidité spécifique, rayonnement atmosphérique).
La seule source de données météorologiques fiable dont nous disposons ne se trouve pas dans le bassin de Liviñosa, mais près de la retenue Zongo. C'est la station météorologique automatique Mevis, située à la Plataforma à 4750 m d'altitude (cf. IV.1.2.2). Nous devons donc extrapoler les mesures de cette station en acceptant l'hypothèse que la dynamique climatique est la même dans les deux bassins.

L'étape suivante est celle de la «spatialisation» d'une information qui, par définition, est ponctuelle. En effet les données dont on dispose sont des mesures ponctuelles dans l'espace. Il nous faut donc adopter une méthode permettant d'extrapoler dans l'espace les données observées localement. L'objectif est d'affecter à chacune des unités de surface sur lesquelles nous allons appliquer ISBA (cf. III.2), des valeurs de forçage climatique qui tiennent compte de l'altitude moyenne de ces unités. Les unités de surface correspondent à des tranches d'altitude de 300 m de dénivelé. Les valeurs des variables climatiques devront donc être calculées tous les 300 m.

Ainsi, nous avons construit un jeu de données climatiques sur Liviñosa pour la période 08/99 - 04/00, le plus robuste possible, à l'aide de techniques de spatialisation simples que nous détaillons dans ce qui suit. En effet, nous avons vu au paragraphe I.2.3, que les modèles ne sont pas des représentations rigoureusement exactes de la réalité. Il est donc préférable de les faire fonctionner correctement avec des hypothèses de travail simples dans un premier temps et de compliquer ensuite la description des processus pour étudier leur comportement.

V.2.1 La température

La station météorologique «Mevis» située à la Plataforma à 4750 m d'altitude, nous fournit des mesures demi-horaires de la température de l'air. Pour spatialiser cette grandeur qui diminue avec l'altitude sur le sous-bassin de Liviñosa, il nous faut la corriger à l'aide d'un gradient qui fixe son taux de variation en fonction de l'élévation. Ne disposant pas d'une autre station météorologique qui nous permette de calculer la valeur locale de ce gradient, nous utiliserons dans un premier temps le gradient moyen de la température en fonction de l'altitude dans une atmosphère idéale libre (sèche et homogène). La valeur de ce gradient qui est de – 6,5° C/km est une valeur moyenne admise en montagne (Barry, 1992).

Nous avons donc calculé pour chaque demi-heure, les températures tous les 300 m entre 3400 m et 5200 m, en partant de la valeur de la température de la station Mevis affectée à l'altitude 4800 m.

V.2.2 Les précipitations

Nous disposons d'un pluviographe situé à l'exutoire du bassin à 4150 m d'altitude qui nous informe sur les intensités demi-horaires de précipitation et d'un pluviomètre totalisateur à 4485 m d'altitude qui nous fournit des cumuls mensuels dont la qualité est très relative (cf. IV.2.1). ISBA requiert en entrée des intensités de précipitation (mm/s) au pas de temps demi-horaire. C'est donc les données du pluviographe qui seront utilisées pour cela. Cependant, ces valeurs constitueront les précipitations sur l'unité de surface dont l'altitude est la plus basse sur le sous-bassin (4000 – 4300 m). Pour les autres unités de surface, il est nécessaire d'appliquer un gradient en fonction de l'altitude pour calculer la valeur des précipitations tous les 300 m de dénivelé.

Le gradient de la précipitation entre le pluviographe et le totalisateur calculé sur la période novembre 1999 - juillet 2000 est de - 141,5 mm/300 m de dénivelé. Le calcul du gradient mensuel entre ces deux appareils (Tableau V-2), fournit des valeurs très dispersées voire contraires (mois de mars 2000), à la tendance annuelle observée sur la vallée (cf. IV.2.1). Elles s'expliquent par le fait que les pluviomètres totalisateurs sont, nous l'avons vu au paragraphe IV.2.1.1, susceptibles de présenter des erreurs de mesure importantes et de sous-estimer les précipitations par rapport aux pluviographes.

Date	Précipitations (mm) PT rio Liviñosa (4485 m)	Précipitations (mm) PG Liviñosa (4150 m)	gradient (mm/300 m) entre le PG et le PT
nov-99	105	111	- 5
déc-99	145	172	- 24
janv-00	275	336	- 54
févr-00	199	234	- 31
mars-00	115	183	- 61
avr-00	11	65	- 49
mai-00	5	14	- 8
juin-00	86	28	52
juil-00	0	8	- 7

Tableau V-2: Gradient mensuel en mm/300 m des précipitations entre le pluviographe situé à l'exutoire du sous-bassin Liviñosa (PG Liviñosa) et le totalisateur mensuel (PT rio Liviñosa).

Il est donc intéressant de comparer ce gradient à celui que l'on a calculé à une plus grande échelle à l'aide des pluviomètres des usines de la Cobee (cf. IV.2.1.1).
Le Tableau V-3, présente le gradient mensuel par tranches de 300 m calculé à partir de valeurs du Tableau IV-1, entre les pluviomètres journaliers Botijlaca et Plataforma (cf. IV.2.1.2). Celui-ci présente des valeurs plus homogènes (écart entre les valeurs extrêmes: 10 mm), que celui calculé sur Liviñosa (écart entre les valeurs extrêmes: 100 mm). La plus grande homogénéité des valeurs du gradient du Tableau V-3 par rapport à celles du Tableau V-2, est certainement due au fait que ce gradient est calculé entre deux pluviomètres du même type, sur lesquels la fréquence et la qualité des observations est beaucoup plus grande que pour les totalisateurs.

	sept	oct	nov	déc	jan	fév	mar	avr	mai	juin	juill	août
Gradient mensuel (mm/300 m)	-5,1	-6,4	-5,4	-5,2	-10,7	-8,2	-8,5	-1,3	-0,9	-0,8	-1,0	-4,1
Gradient demi-horaire (10^{-3} mm/300 m)	-4	-4	-4	-3	-7	-6	-6	-1	-1	-1	-1	-3

Tableau V-3 : gradient mensuel et demi-horaire des précipitations par tranches de 300 m d'altitude pour les 12 mois de l'année hydrologique (calculé sur une série de 25 ans de mesures de la pluie) entre le pluviomètre journalier de Botijlaca (4750 m) et celui de Plataforma (3492 m).

Nous préférerons donc utiliser le gradient calculé entre PJ Botijlaca et PJ Plataforma pour spatialiser les précipitations sur le sous-bassin de Liviñosa.
Ainsi, le gradient mensuel exprimé en mm/300 m du Tableau V-3, est converti en gradient demi-horaire pour pouvoir l'appliquer aux données du pluviographe et calculer les précipitations demi-horaires pour chaque unité de surface du sous-bassin (Tableau V-3).
Nous devons toutefois garder présent à l'esprit que l'incertitude concernant la continuité de ces gradients sur l'ensemble du bassin est grande. Les observations mensuelles au PJ Tiquimani situé à 3889 m, altitude intermédiaire entre Botijlaca et Plataforma, montrent ponctuellement des précipitations supérieures à celles de Botijlaca, pourtant située plus bas (Figure V-3).

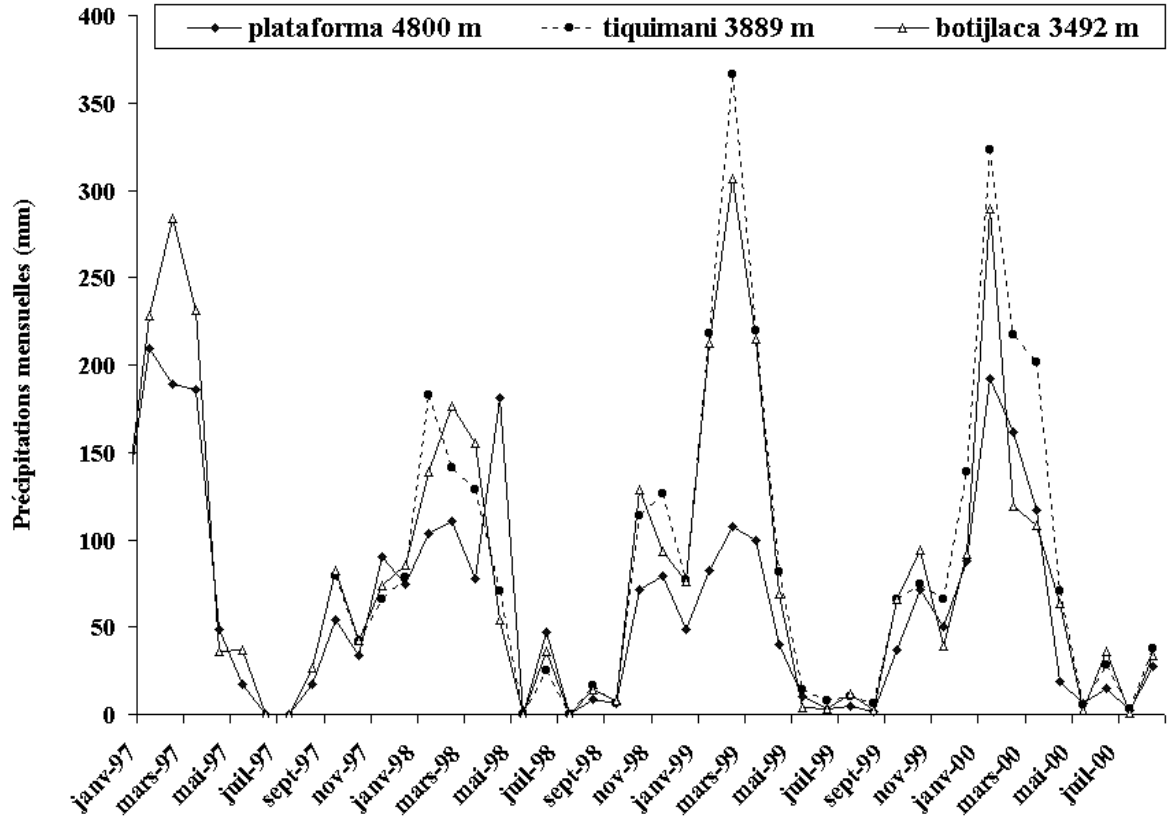


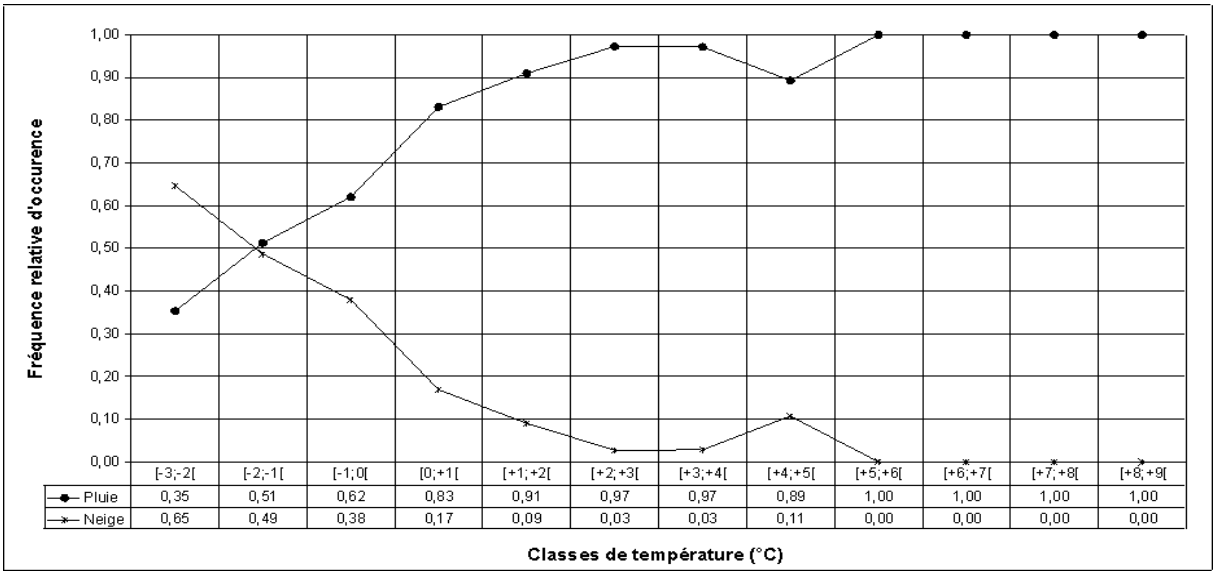
Figure V-3: Précipitations mensuelles observées sur les pluviomètres journaliers Plataforma, Tiquimani et Botijlaca, suivis par les observateurs de la Cobee. Le gradient en fonction de l'altitude mis en évidence à grande échelle n'est ici pas observé localement.

Ce phénomène a été observé à l'échelle annuelle (Figure IV-11), mais la variabilité a été jugée trop importante pour la prendre en compte dans le calcul du gradient (cf. IV.2.1.1). La position de cet appareil abrité du vent derrière l'usine de Tiquimani peut expliquer les fortes valeurs observées, qui ne sont d'ailleurs pas systématiques.

V.2.3 Précipitations liquides / solides

ISBA requiert la connaissance des précipitations liquides et solides. Ne disposant pas sur le sous- bassin de mesure spécifique des précipitations neigeuses, nous allons utiliser une température limite, en dessous de laquelle les précipitations seront considérées solides. Cette température limite, qu'il faut différencier de la température à laquelle se forme la neige en altitude, n'a curieusement pas fait l'objet d'études nombreuses ou de référence parmi la littérature scientifique à laquelle nous avons pu accéder, bien que ce soit un paramètre très largement utilisé en modélisation hydrologique et pour la prévision météorologique. Généralement fixée à 0°C dans les modèles, elle est en fait très variable lorsque l'on cherche à la quantifier précisément.
Auer (1974) a mené une étude sur 1000 observations météorologiques aux Etats-Unis; il trouve une probabilité égale d'avoir de la pluie ou de la neige pour une température de 2,5°C. En dessous de 0,5°C, il n'observe que des précipitations neigeuses. A l'inverse, toutes les précipitations sont liquides pour des températures supérieures à 6,1°C.
Rohrer (1989) a fait le même type d'étude dans les Alpes Suisses en prenant en compte l'intensité des précipitations. Un premier résultat de son étude est de considérer que la température humide de l'air est un meilleur indicateur que la température sèche. Malheureusement, nous ne disposons pas à la station Mevis de mesures de la température humide de l'air. De plus, Rohrer, comme Shwer (1989) en Russie, montre que la valeur de la température critique est très variable en fonction de la position géographique, de l'altitude (Galzyrin (1970) in Barry, 1992) et de la saison. Aucune étude de ce type n'est disponible sur les Andes tropicales.

Dans le cadre du programme de recherche mené par l'IRD en Bolivie, une étude ponctuelle a été menée par Leblanc (2001) pour déterminer l'intervalle des températures correspondant au passage de la pluie à la neige pour le bassin de Llaullini. Cette étude a comparé les précipitations mesurées sur différents pluviomètres ou bien observées visuellement par un opérateur de la Cobee, aux températures mesurées par la station Mevis à 4800 m d'altitude. Les conclusions proposent une température *critique* (au-delà de laquelle on ne peut avoir de neige) de 4,5°C et une probabilité égale d'avoir une précipitation de type neige ou pluie pour une température comprise dans l'intervalle [-2°C;-1°C[(Figure V-4).



	[-3;-2[	[-2;-1[	[-1;0[	[0;+1[	[+1;+2[	[+2;+3[	[+3;+4[	[+4;+5[	[+5;+6[	[+6;+7[	[+7;+8[	[+8;+9[
Pluie	0,35	0,51	0,62	0,83	0,91	0,97	0,97	0,89	1,00	1,00	1,00	1,00
Neige	0,65	0,49	0,38	0,17	0,09	0,03	0,03	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00

Figure V-4: Fréquence relative d'occurrence de pluie ou de neige par classe de température d'intervalle 1°C. 01/12/99 – 31/03/00, Plataforma (4750 m) (extrait de Leblanc, 2001.

Il n'est pas possible de relier la valeur de la température *critique* déterminé par Leblanc avec la température *limite* de changement de phase que nous utilisons dans notre modèle. La température critique n'assure pas la non occurrence de pluie en-dessous de sa valeur, ce qui n'est pas compatible avec la fonction de notre température limite. Il semble en définitive plus satisfaisant de rapprocher la température limite de la température pour laquelle les probabilités d'occurrence sont égales. Ainsi, il nous faudrait fixer la valeur de notre température limite à l'intérieur de l'intervalle [-2°C;-1°C[.

Toutefois, pour ne pas interférer sur le calage des paramètres du modèle, nous préférons dans un premier temps fixer notre température limite à 0°C. Nous déterminerons ainsi les précipitations solides d'une part et les liquides d'autre part de manière indépendante pour chaque unité de surface puisque la température est corrigée pour chaque tranche d'altitude de 300 m. Une fois que les paramètres du modèle seront calés, nous procéderons à un test pour étudier la possibilité de fixer la valeur de cette température limite à l'intérieur de l'intervalle proposé par Leblanc (2001) (cf. V.4.3.2).

V.2.4 La pression atmosphérique

La pression atmosphérique n'étant pas mesurée à la station Mevis, nous devons la calculer en fonction de la température de l'air et de l'altitude. La formule théorique du calcul de la pression pour une altitude Z donnée est (Holton, 1979):

V-1 $$P(z) = P(0)\exp^{-Z/H}$$

avec : P(0) : 1013 mb (équivalent à 101300 Pa, unité de pression utilisée dans ISBA)
H : « Hauteur d'échelle moyenne » que l'on calcule avec :

V-2 $$H = \frac{R\overline{T}}{g}$$

avec : R : «constante des gaz pour de l'air sec» = 287 J Kg^{-1} K^{-1}
g : gravité = 9,81 m/s²
T moyen: température moyenne de la couche comprise entre 0 et Z, on le calcule avec :

V-3 $$\overline{T} = \frac{(T(Z) + T_0)}{2}$$

et

V-4 $$T_0 = T(Z) + \gamma Z$$

avec : T_0 : Température au niveau de la mer
γ : gradient de température en fonction de l'altitude dans la couche atmosphérique de surface. = 6,5 °/km^{-1}

Connaissant la variation de la température avec l'altitude nous pouvons calculer la pression atmosphérique pour chaque tranche d'altitude.

V.2.5 L'Humidité spécifique

L'humidité spécifique, masse de vapeur d'eau par kilogramme d'air dont l'unité est le kg/kg, est une grandeur très variable en montagne (Barry, 1992 ; Cline et al., 1998b). Elle n'est pas directement mesurable et on la calcule à partir de l'humidité relative (rapport de la pression partielle de vapeur d'eau à la pression partielle à saturation à la même température sèche) et de la température.
Nous considérons l'humidité relative, mesurée à la station Mévis, constante sur tout le bassin. L'humidité spécifique est alors calculée pour chacune des unités de surface en fonction de la température correspondante.

L'humidité spécifique de l'air « qa » se calcule à l'aide de l'équation suivante (Brutsaert, 1982):

V-5
$$q_a = \frac{Rd/Rv * e_p}{P - e_p * \left(1 - \frac{Rd}{Rv}\right)}$$

avec : Rd : « constante du gaz pour de l'air sec » = 287 J Kg^{-1} K^{-1}
Rv : « constante du gaz pour de la vapeur » = 461,51 J Kg^{-1} K^{-1}
(leur rapport est équivalent à la constante ε = 0,622)
P : P atmosphérique (mb ou hpa)
e_p : pression partielle de vapeur d'eau que l'on calcule avec:

V-6
$$e_p = W_{mix} * \frac{Patm}{Rd/Rv + W_{mix}}$$

avec : Wmix, rapport de la masse de vapeur d'eau à la masse d'air sec que l'on calcule comme suit (Iribarne et Godson, 1981):

V-7
$$W_{mix} = W_{sat} * Hr * 0{,}01$$

avec : Hr : humidité relative en %
Wsat : que l'on calcule avec :

V-8
$$Wsat = \frac{Rd}{Rv} * \frac{e_{sat\,\max}}{Patm - e_{sat\,\max}}$$

avec : e_{satmax} : terme calculé en fonction de la température avec la formule empirique de Bolton (Rogers et Yau, 1989) (erreur inférieure à 0,1%):

V-9
$$e_{sat\,\max} = 6{,}112 \exp\left(\frac{17{,}67T}{T + 243{,}5}\right)$$

avec : T en °C et e_{satmax} en mb

V.2.6 Le rayonnement solaire incident

La station « Mevis » de la Plataforma fournit les rayonnements solaires demi-horaires en watt/m². Ces données seront appliquées telles quelles au bassin de Liviñosa en supposant que le rayonnement solaire est constant en tout point du bassin. Toutefois, nous n'avons pas calculé l'exposition des surfaces en fonction des pentes à cause de la complexité qu'une telle description suppose. Leung et al. (1996) n'ont pas trouvé que leur modèle soit très sensible à la prise en compte des pentes des surfaces pour le calcul du rayonnement solaire incident. Obled (2001, comm. pers.) a montré que ce calcul pouvait s'approcher de manière satisfaisante par une correction du rayonnement solaire de son angle d'incidence par rapport au plan horizontal de la surface concernée.
Une étude de sensibilité du modèle à l'application de cette correction sera faite à l'issue du calage (cf.V.5.5.1).

V.2.7 Le rayonnement atmosphérique incident

L'atmosphère émet un rayonnement de grande longueur d'onde, situé dans la gamme des infrarouges et dont la valeur dépend de la T° des basses couches de l'atmosphère. Il se calcule suivant l'équation théorique suivante :

V-10 $$Ratm = \varepsilon_{atm} * \sigma * Ta^4$$

avec: σ constante de Stephan-Boltzmann = $5{,}6697*10^{-8}$
Ta : température de surface (° K) assimilée aux plus basses couches de l'atmosphère
ε_{atm} : émissivité atmosphérique

Plusieurs formules empiriques ont été proposées pour calculer l'émissivité atmosphérique (Brutsaert, 1975 ; Staley et Jurica, 1972 et Idso, 1981 in Brutsaert, 1982). La formule que nous avons utilisée est celle de Staley et Jurica (1972) pour un ciel clair :

V-11 $$\varepsilon_{atm} = 0{,}67 * (1670 * q_a)^{0{,}08}$$

avec : q_a = humidité spécifique de l'air

Le calcul du rayonnement étant fonction de la température, son intensité sera calculée pour chaque unité de surface. La formule utilisée ne prend pas en compte l'influence de la nébulosité sur l'émissivité de l'atmosphère.

V.2.8 Le vent

La station Mevis mesure la vitesse du vent en m/s dans l'axe de la vallée de la rivière Zongo. ISBA requiert la connaissance des vitesses du vent dans deux directions perpendiculaires. Dans la vallée du Zongo, la direction du vent est généralement celle des vallées que les masses d'air humides venues d'Amazonie remontent pendant la journée. Nous allons donc considérer qu'il emprunte cette unique direction et qu'il est nul suivant l'axe perpendiculaire à celle-ci.
Le vent est une donnée dont la variabilité spatiale est très importante (Wigmosta et al., 1994 ; Cline et al., 1998b ; Durand et al., 2000). Ne disposant pas d'appareils de mesure sur le sous-bassin de Liviñosa, nous nous contenterons d'utiliser les données disponibles à la station Mevis.

V.2.9 Visualisation générale

Nous avons calculé un jeu de données de forçage atmosphérique au pas de temps demi-horaire, qu'ISBA transforme en forçage instantané. La Figure V-5 présente les ordres de grandeur des valeurs obtenues pour chacun des termes du forçage sur la période de calage, pour l'unité de surface située à l'exutoire du bassin (4000-4300 m).

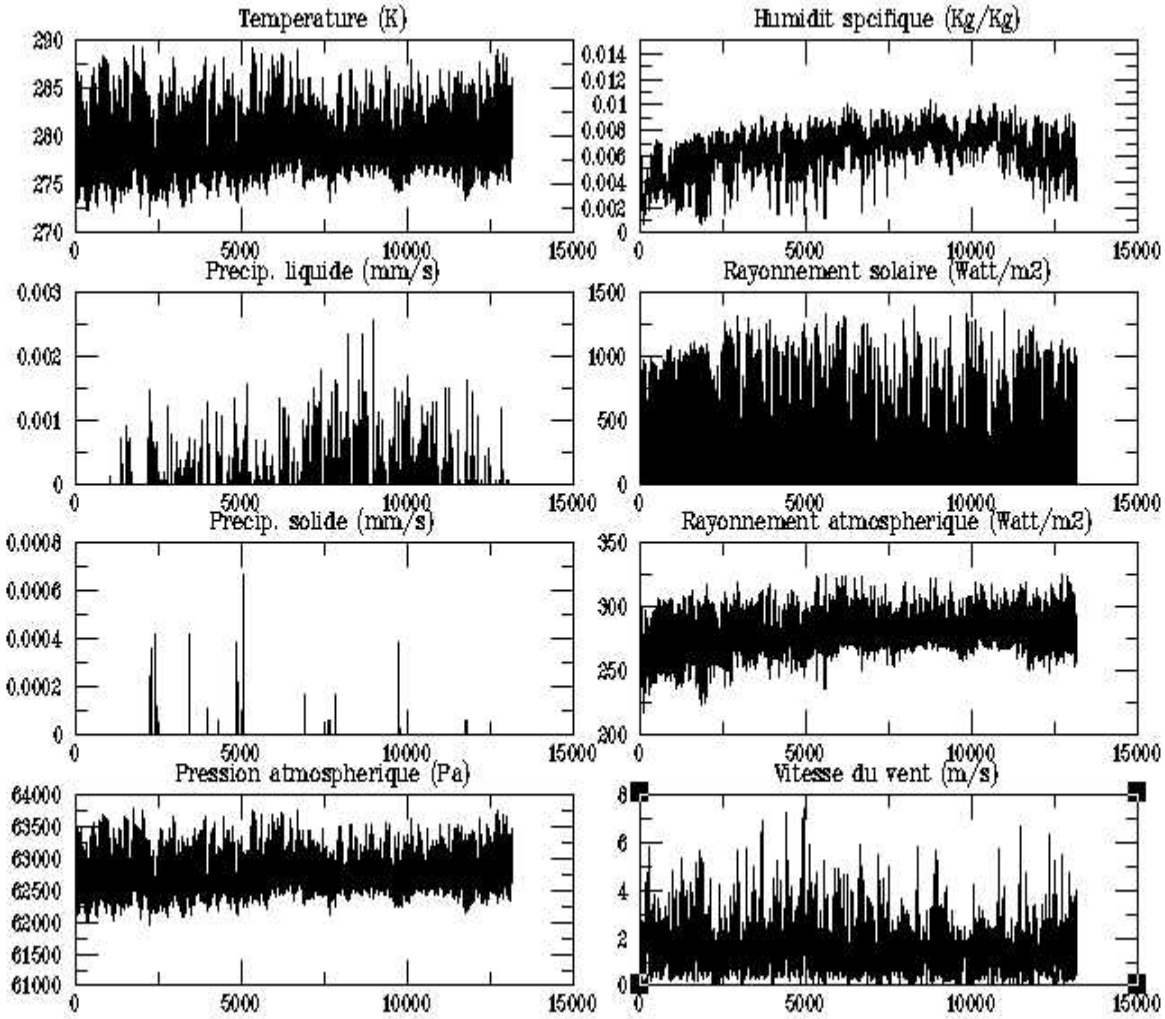


Figure V-5: Exemple des valeurs du forçage atmosphérique appliqué à l'unité de surface correspondant à l'altitude de 4000 m au pas de temps demi-horaire entre le 1er août 1999 et le 30 avril 2000.

V.3 METHODE D'APPLICATION D'ISBA A LIVIÑOSA

V.3.1 Le maillage du bassin

ISBA est un schéma de surface qui fonctionne sur un profil vertical. Il ne gère pas les transferts latéraux. Il faut définir sur le bassin, un maillage adapté à l'utilisation d'ISBA. Nous avons choisi de définir ces mailles comme le croisement de deux types d'information différentes : l'altitude et le type de surface. Le bassin a été découpé en tranches de trois cent mètres d'altitude.
Trois types de surfaces ont été définies: les fonds de vallée humides (*bofedales*) , les formations de versant (moraines latérales et cônes d'éboulis) et les surfaces rocheuses. Le croisement de ces deux informations définit 8 mailles appelées «unités de surface» (cf. III.2.3), dont l'aire et les caractéristiques sont reportées dans le Tableau V-4:

	Bofedal	**Versant**	**Rocher**	**Surface totale**
4000-4300		0,276	0,092	0,368
4300-4600	0,265	1,95	1,49	3,705
4600-4900		0,628	5,7	6,328
4900-5200			2,05	2,05
Surface (km²):	**0,265**	**2,86**	**9,34**	**12,5**
Surface (%):	**2**	**23**	**75**	

Tableau V-4 : Superficies en km² des 8 unités de surface qui composent le sous-bassin de Liviñosa. Pourcentages de la superficie du sous-bassin concernée par chaque type de surface.

75 % du sous-bassin est composé de surfaces rocheuses, ce qui implique que leur caractéristiques auront une influence majeure sur les résultats du calage des paramètres du modèle.

V.3.2 Calcul des débits journaliers

Nous avons donc un bassin contenant 8 unités de surface sur chacune desquelles nous allons appliquer ISBA avec :
- un forçage atmosphérique fonction de la tranche d'altitude à laquelle elle appartient
- des paramètres caractéristiques du type de surface qu'elle contient.

Le ruissellement et le drainage (correspondant respectivement dans ISBA au strict écoulement de surface et à l'écoulement à la base de l'épaisseur de sol, que nous considérons en communication avec les cours d'eau (cf. III.2.4)), produits sur chaque unité sont calculés en mm, pour chaque pas de temps. Le résultat de la somme de ces deux termes définit l'écoulement produit par ISBA en mm par demi-heure qui est émis par l'unité de surface.
Les superficies reportées dans le Tableau V-4 servent à calculer les volumes d'eau produits par chaque unité en m^3 par demi-heure. La somme des volumes d'eau produits par chacune des unités de surface pour les 48 demi-heures de la journée constitue le volume journalier total produit par ISBA sur le sous-bassin de Liviñosa. Ce volume simulé est comparé aux observations de manière à critiquer la qualité du modèle.

V.3.3 Comparaison avec les observations

Nous disposons dans un premier temps des données de débit présentées plus haut (Figure V-2) sur la période août 99 – avril 2000. Cette série de données, corrigée de l'influence de la retenue, sera donc utilisée pour réaliser le calage des paramètres du modèle. Les débits simulés seront pour cela comparés visuellement et au travers du calcul de critères statistiques aux débits observés.
Une série de débits incomplète sur la période 01/05/00 au 31/03/01 servira ensuite à valider la simulation des débits produits par ISBA sur le sous-bassin de Liviñosa.

V.4 CALAGE DU MODELE

Nous allons à présent caler les paramètres du modèle, c'est à dire leur attribuer les valeurs qui permettent au modèle de simuler le mieux possible les écoulements du sous-bassin de Liviñosa.
Ce calage peut être fait de manière automatique en faisant une simulation pour chacune des valeurs possibles de chacun des paramètres, dont la qualité est testée à l'aide d'une fonction statistique.
Cette méthode est intéressante car elle permet de mettre en évidence différents jeux de valeurs des paramètres pour lesquels on obtient les mêmes résultats (principe de l'«équifinalité» Beven, 1993).
Avec ISBA, elle provoquerait des temps de calcul trop longs et risquerait de relier des paramètres qui n'ont aucune relation entre eux (Tuteja et Cunnane, 1999). Nous avons donc opté pour un calage «manuel» qui a l'avantage de permettre à la personne qui utilise le modèle d'étudier sa sensibilité au paramètre testé et de comprendre son comportement (Braun et Renner, 1992). Un autre avantage de cette méthode est de vérifier à chaque instant que les paramètres de calage sont cohérents avec la connaissance que l'on a, à travers le travail de terrain, du fonctionnement du bassin versant étudié.

V.4.1 Calage des paramètres propres à ISBA

Les paramètres physiques adoptés pour la simulation sont récapitulés dans les tableaux suivants:

- Tableau V-5: les paramètres qui restent inchangés quel que soit le type de surface concerné.
- Tableau V-6: paramètres caractéristiques de chaque type de surface (fond de vallée (bofedal), formation de versant, surface rocheuse), soit à partir de la littérature. Certains de ces paramètres feront l'objet d'une étude spécifique pour le calage du modèle.

Paramètres de la végétation	Valeur	Référence
Résistance stomatique minimale (sm^{-1})	40	Calvet et al. (1998), Habets et al. (1999c)
Capacité de chaleur de la végétation ($JK^{-1}m^{-2}$)	2 E-05	
Paramètres de la glace et neige	**Valeur**	**Référence**
Contenu volumétrique en eau initial de glace dans le sol (m^3m^{-3})	0,0	Observation, hypothèse
Epaisseur du réservoir de glace dans le sol (m)	0,01	Boone et al. (2000)
Contenu en eau initial du réservoir de neige (mm)	0,0	Observation, hypothèse
Densité initiale de la neige (Kg/m3)	100	Neige fraîche
Albédo initial de la neige (sans dimension)	0,85	Neige fraîche
Température de fonte de neige (K)	273,15	

Tableau V-5: Paramètres généraux de ISBA, pour le système sol – végétation – neige – atmosphère.

Paramètre \ Type de surface		BOFEDAL	VERSANT	ROCHER
Texture du sol	(% d'argile)	0,3	0,15	0,03
Texture du sol	(% de sable)	0,4	0,2	0,96
Epaisseur de la zone racinaire (**D2**)	(m)	0,5	0,5	* 1,0
Epaisseur de la zone profonde (**D3**)	(m)	1,0	1,0	* 1,0
Coefficient de ruissellement sous maille (**b**)		* 0,01	* 0,01	* 0,01
Coefficient de drainage sous maille (**wdrain**)		* 0,0	* 0,0	* 0,0
Contenu initial en eau des trois couches	(m3/m3)	Point de flétr.	Point de flétr.	Point de flétr.
Albédo (sans dimension)	(H99)	0,2	0,2	0,2
Indice de surface foliaire (LAI)	(m^2m^{-2}) (H99)	1,5	0,5	0,0
Fraction de couverture végétale	(f° LAI)	0,59	0,26	0,0
Rugosité de la végétation	(m) (H99)	0,1	0,1	0,01

Tableau V-6 : Paramètres dépendants du type de surface. Ceux qui sont suivis de la mention (H99) sont tirés de Habets et al. (1999). Les études de sensibilité du modèle seront menées en faisant varier les valeurs des paramètres précédés d'un astérisque (*). Le point de flétrissement (Point de flétr.) correspond au contenu en eau d'un sol sec au point de rendre impossible l'extraction de l'eau du sol par les plantes.

La fraction de couverture végétale dans la maille est un paramètre assez difficile à estimer. On le détermine généralement à partir de la relation qui le lie au LAI (*Leaf Area Index*) pour lequel on dispose de valeurs dans la littérature. Cette relation est la suivante : $VEG = 1 - \exp(-\alpha LAI)$ avec la constante α prise égale à 0,6 pour les végétations basses (Habets et al., 1999b). Ainsi à partir du LAI dont des valeurs types peuvent être trouvées dans la littérature, on peut déterminer la fraction de couverture végétale d'un type de surface. La végétation sur le bassin de Llaullini est essentiellement constituée de prairie d'altitude dont l'état ne varie que très peu au cours de l'année. La valeur du LAI peut donc être considérée constante dans le temps.

Certains de ces paramètres ont fait l'objet de mesures et/ou d'estimations sur le terrain. C'est le cas de la texture et des épaisseurs de la zone racinaire et profonde des surfaces du type fond de vallée et versants (cf. III.2.1).
Pour d'autres paramètres, nous avons fixé une valeur virtuelle qui permet de décrire les caractéristiques hydrologiques de la surface concernée plutôt que la surface elle-même. C'est le cas pour les surfaces rocheuses auxquelles on affecte une texture de sable pur (0,03 % d'argile, 0,96 % de sable) pour leur conférer une forte conductivité et un faible emmagasinement, de manière à reproduire leur caractère imperméable. Toutefois, les zones rocheuses étudiées sont fréquemment recouvertes par des placages de sols peu épais ce qui donne tout de même un sens à des paramètres comme «épaisseur de la zone racinaire» sur ce type de surface.

Les paramètres de ruissellement sous maille (**b**) (Habets et al., 1999a) et drainage sous maille (**wdrain**) (Etchevers, 2000) sont considérés par les auteurs d'ISBA comme les paramètres de calage du modèle. Le ruissellement sous-maille a été introduit pour permettre de simuler du ruissellement même si la totalité de la maille n'est pas saturée (cf. III.1.2.3). Le drainage sous-maille a été introduit pour avoir la possibilité de produire un drainage quand le contenu en eau de la maille se trouve sous la capacité au champ. Ce contenu en eau du sol caractéristique correspond à un état d'équilibre où le drainage gravitaire est bloqué par les forces capillaires. En dessous de cette valeur limite, ISBA provoque un drainage forcé dont l'intensité est réglée par ce paramètre **wdrain** (III.1.2.3.1).
Dans le cas de notre étude nous avons ajouté à ces paramètres habituels d'ISBA, les épaisseurs des couches racinaire et profonde pour les unités "rocher", dont la signification a été discutée plus haut (cf. III.2.1).

Nous avons choisi de caler les paramètres **wdrain** et **b** dans un premier temps et de nous occuper ensuite des valeurs de profondeur du sol des zones rocheuses.

Parmi les nombreux critères statistiques utilisés par les hydrologues (Fortin et al., 1971), nous en avons choisi deux comme indicateurs de la qualité des simulations :

- le rapport du volume total simulé sur le volume total observé (**RAP**), qui permet de qualifier la simulation des bilans volumiques sur la période,
- le critère de Nash (**NASH**) largement utilisé en modélisation hydrologique (Nash et Sutcliffe, 1970), qui permet de qualifier la simultanéité des événements simulés par rapport aux observations. Les équations de chacun des critères sont les suivantes:

V-12
$$RAP = \frac{\sum Vol_{Sim}}{\sum Vol_{Obs}}$$

V-13
$$NASH = 1 - \frac{\sum \left(Vol_{Sim} - Vol_{Obs}\right)^2}{\sum \left(Vol_{Obs} - \overline{Vol_{Obs}}\right)^2}$$

V.4.1.1 SIMULATION INITIALE (SIM 00)

Une première simulation, que nous appellerons la simulation initiale (Sim 00) (Figure V-6), a été réalisée en affectant aux paramètres du modèle les valeurs qui sont présentées dans le Tableau V-5 et le Tableau V-6. Elle servira de référence pour les simulations réalisées au cours du calage. Elle utilise l'option ES (schéma de neige à trois couches (Boone et Etchevers, 2001) pour la dynamique du manteau neigeux (cf. III.1.2.2). Pour Sim 00, le critère RAP est égal 0,57 et celui de NASH est égal à 0,58.

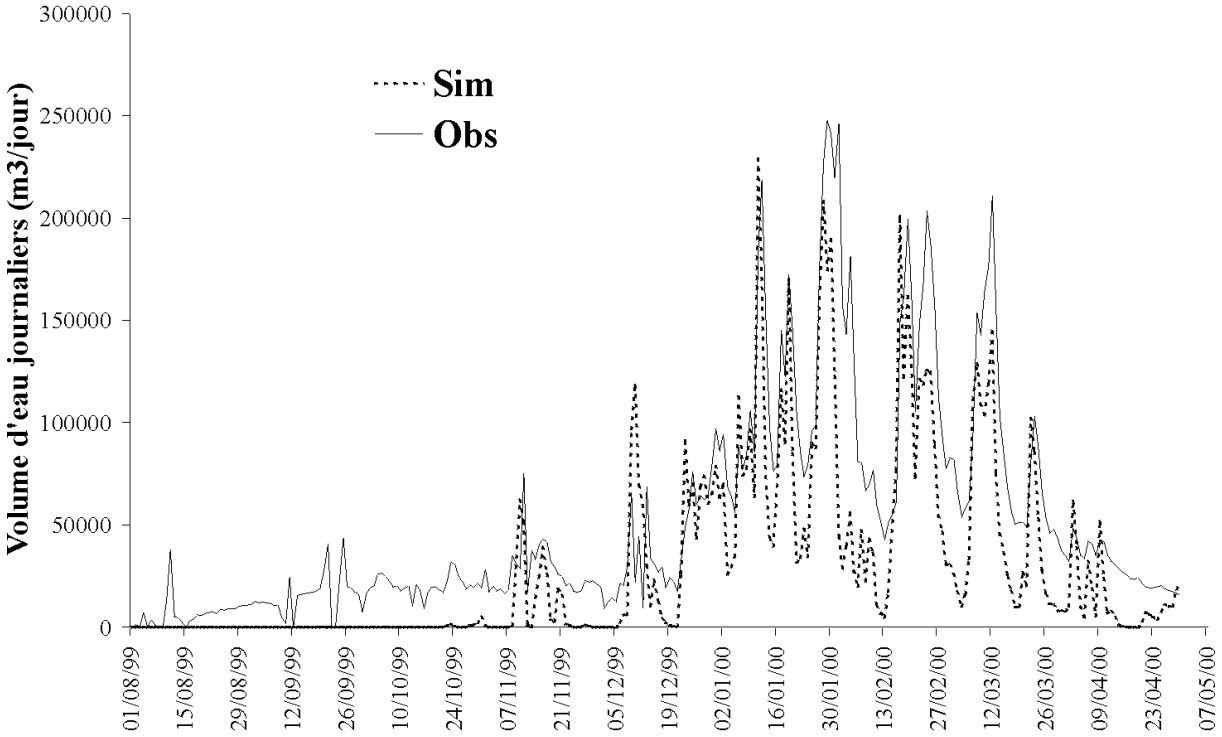


Figure V-6: Simulation initiale (Sim 00) d'ISBA. Période du 01/08/99 au 31/04/00, sur le sous-bassin de Liviñosa. Les paramètres ont les valeurs des Tableau V-5 et Tableau V-6 et l'option ES est utilisée pour le schéma de neige.

Sim 00 ne génère qu'un faible débit de base entre les crues et le système ne réagit pratiquement pas aux premières pluies de la saison. Le calage des paramètres doit permettre de corriger cela.
Les Figure V-7 et Figure V-8 nous montrent l'évolution simulée de la neige et des différents contenus en eau du sol sur chaque maille du bassin, où l'on peut mieux saisir le fonctionnement d'ISBA. On voit notamment qu'il y a bien une plus grande accumulation de la neige lorsque l'altitude augmente (Figure V-7) et que toutes les mailles reçoivent de la neige à partir de 4300 m, mais que seule la plus haute voit se former un manteau neigeux en fin de saison des pluies. Rappelons que nous avons choisi de fixer dans un premier temps, la valeur de la température de changement de phase pluie-neige à 273,15°K.

Sur la Figure V-8, nous pouvons décrire schématiquement la paramétrisation qui est faite dans ISBA, de l'évolution du contenu en eau des différents compartiments du sol. Le contenu en eau de la fine couche de surface (WG1) varie beaucoup, conséquence des apports par précipitation et des pertes par évaporation instantanées que subit cette couche à chaque pas de temps. L'évolution du contenu en eau des zones plus profondes (zone racinaire WG2 et profonde WG3) est beaucoup moins fluctuante, puisque elles sont protégées du forçage thermique par la fine couche de surface. Les processus de drainage et diffusion ainsi que la taille des réservoirs contribuent aussi à tempérer ces fluctuations. On note aussi qu'ISBA simule l'apparition de glace dans le sol, dont la présence augmente logiquement avec l'altitude et varie d'un type de surface à l'autre.
La Figure V-8 montre aussi le comportement spécifique des surfaces rocheuses, pour lesquelles le contenu en eau du sol est toujours moitié moins important que pour les autres, ce qui indique que le faible pouvoir capacitif que l'on cherchait à simuler est effectivement obtenu. Les deux autres formations peuvent au contraire stocker beaucoup plus d'eau ce qui est bien représentatif d'une texture plus argileuse et d'une structure plus favorable à la circulation interne de l'eau.

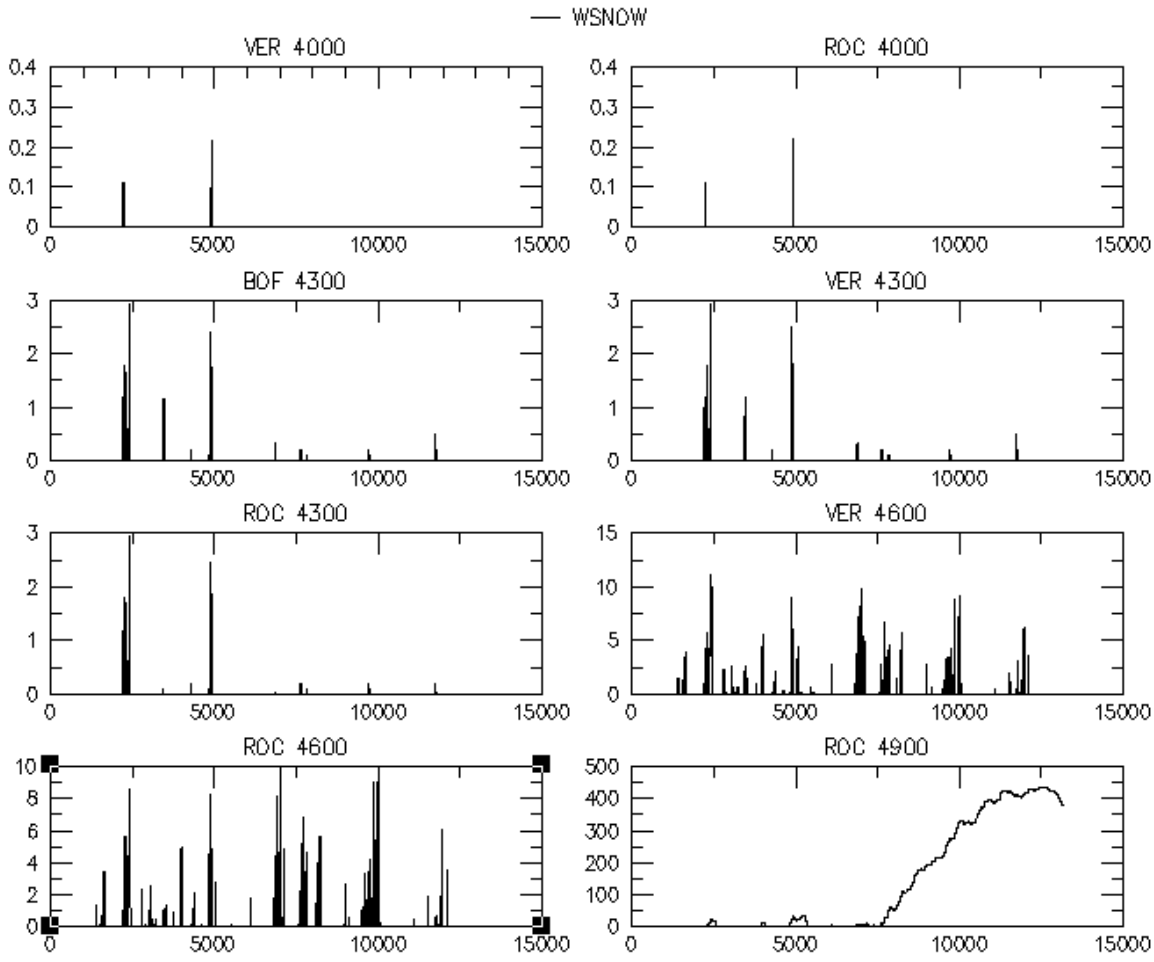


Figure V-7: Equivalent en eau de la neige en mm sur les huit unités de surface du bassin de Liviñosa; l'altitude indiquée représente la borne inférieure de la tranche de 300 m. BOF signifie formations de fond de vallée (Bofedales), VER signifie formations de versants (cônes d'éboulis; moraines latérales) et ROC signifie surfaces rocheuses.

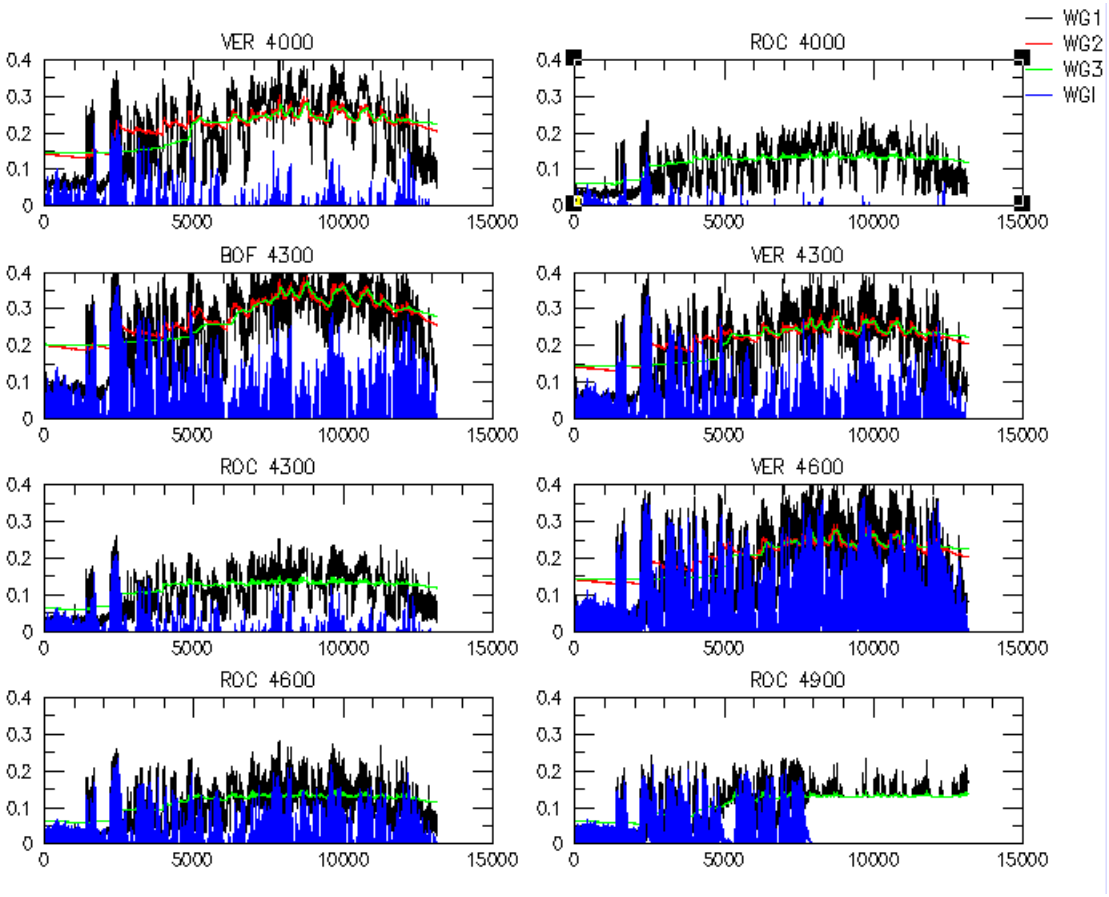


Figure V-8: Valeur des contenus volumiques en eau (m^3/m^3) toutes les demi-heures pour les huit unités de surface du sous-bassin de Liviñosa (Bof = Bofedal ; VER = Versant ; ROC = Rocher) par tranches d'altitude de 300 m. WG1 correspond à la fine couche de surface ; WG2 à la zone racinaire ; WG3 à la couche profonde du sol ; WGI correspond à l'équivalent en eau de la glace contenue dans la couche de surface.

V.4.1.2 L'EQUIVALENT EN EAU DE LA GLACE CONTENUE DANS LE SOL

La Figure V-8 permet de suivre l'évolution de l'équivalent en eau de la glace dans le sol sur chacune des mailles du sous-bassin. Nous voyons que son importance diminue avec l'altitude de la même manière que pour les contenus en eau liquide du fait de la texture sableuse des surfaces rocheuses. L'effet tampon du manteau neigeux explique les valeurs nulles observées sur l'unité de surface la plus élevée.
Un simulation sans prise en compte de ce processus a montré qu'il ne modifie pas la production d'écoulement à l'échelle journalière, comme cela a été observé dans d'autres contextes (Cherkauer et Lettenmaier, 1999).
Les processus de gel et dégel du sol influencent la simulation des variations de la température de surface du sol, sur les flux de chaleur sensible et latente et sur la dynamique du manteau neigeux (Boone et al., 2000), mais n'ont qu'un faible impact sur la production d'écoulement.
De plus, la saison des pluies est aussi la saison chaude et durant la saison sèche le rayonnement intense limite la formation de glace, de la même manière qu'elle provoque la fonte rapide de la neige.

V.4.1.3 COEFFICIENT DE DRAINAGE SOUS-MAILLE (WDRAIN)

Le coefficient de drainage sous-maille (**wdrain**) caractérise l'intensité du drainage lorsque le contenu en eau du sol est inférieur à la capacité au champ. Il a été introduit pour simuler l'effet de déstockage des petites nappes qui maintiennent un débit dans les cours d'eau en dehors des périodes pluvieuses (Habets et al., 1999b ; Etchevers, 2000 – cf. III.1.2.3.1).

Au vu de la présence prépondérante des surfaces rocheuses (75% de la surface du bassin), nous avons décidé de tester en premier le paramètre de drainage sous maille de ce type de surface. 3 simulations sont réalisées en faisant varier la valeur de **wdrain** pour les surfaces rocheuses entre 0,001 et 0,003. Ces limites sont celles au delà desquelles la représentation physique des processus (Etchevers, 2000) perd sa signification.

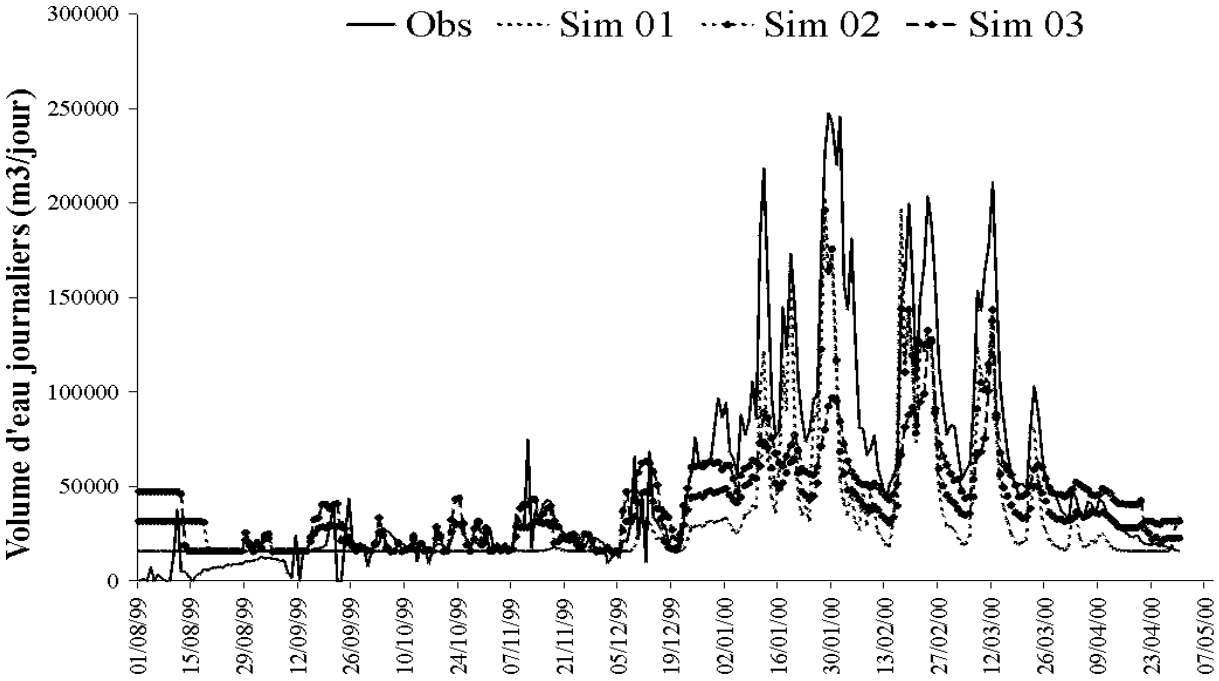


Figure V-9: Analyse de sensibilité d'ISBA à la variation du paramètre wdrain de drainage sous-maille des surfaces rocheuses. Volumes d'eau journaliers 3 simulations sont réalisées : Cas 1 (wdrain = 0,001), Cas 2 (wdrain = 0,002) et Cas 3 (wdrain = 0,003).

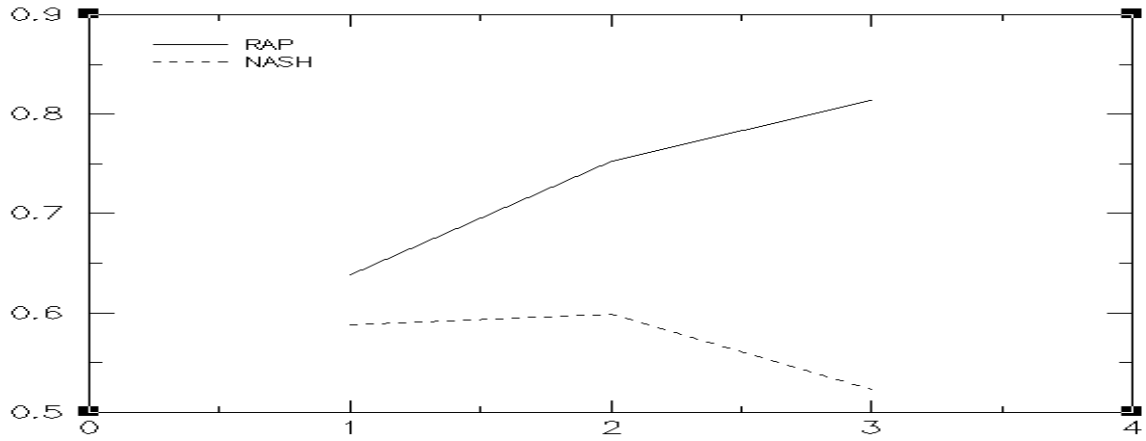


Figure V-10 : Variation du rapport des volumes (RAP) et du critère de Nash (NASH) pour la calibration du paramètre WDRAIN dont les valeurs varient entre 0,001 (Cas 1) et 0,003 (Cas 3).

Nous voyons sur la Figure V-9 que le modèle est très sensible à ce paramètre. L'effet de celui-ci sur l'intensité du drainage est visible au début de la simulation où l'on voit que plus **wdrain** est grand plus le pic de débit généré en début de simulation est haut et étroit.
On remarque de la même manière que l'utilisation d'une valeur même très faible, de **wdrain**, introduit un écoulement de base tout au long de la simulation qui surestime les volumes produits en début de simulation, mais qui améliore les valeurs des critères statistiques (Figure V-10), donc de l'ensemble de la simulation sur toute la période.

Enfin, les pics de ruissellement diminuent quand **wdrain** augmente ce qui est cohérent puisque les sols sont plus sont plus rapidement séchés et utilisent une partie plus importante de l'eau de pluie pour se remettre en équilibre, au détriment de l'eau disponible pour le ruissellement.

L'analyse de la Figure V-10 montre que l'augmentation de la valeur de **wdrain** améliore la valeur du rapport des volumes produits (RAP) ce qui est normal puisque cela permet de produire une quantité d'eau plus importante. Néanmoins, le critère de Nash indique que cela se fait au détriment de la simulation des événements puisque sa valeur qui augmente initialement décroît par la suite. La valeur de 0,002 (RAP = 0,75 ; NASH = 0,59) que l'on retrouve en zone montagneuse alpine (Etchevers, 2000), semble donc être la valeur optimale dans le cadre de notre étude.

Toutefois, l'analyse ultérieure des bilans hydrologiques pour chaque maille, a mis en évidence une erreur importante sur les surfaces rocheuses, pour lesquelles le drainage apparaît surestimé. En effet, le coefficient de drainage sous-maille pouvait agir, dans le codage informatique initial, jusqu'à assèchement total du sol. Ce cas de figure n'avait jamais vraiment été rencontré auparavant par les développeurs d'ISBA qui travaillent généralement sur des unités beaucoup plus grandes (ordre de grandeur supérieur à la dizaine de km²), où les sols "moyens" contiennent toujours une proportion significative d'argile qui ralentit le drainage (en diminuant la valeur du coefficient C3) et empêche le sol de sécher trop vite.

Dans notre cas, les surfaces rocheuses ont été caractérisées comme un matériau presque exclusivement sableux (96 % de sable) que l'utilisation du drainage sous-maille peut assécher totalement. Pour corriger ce phénomène, nous avons introduit une modification dans le code d'ISBA en fixant une limite inférieure pour le contenu en eau du sol de 0,05 m^3/m^3, bloquant le drainage sous-maille. La valeur du seuil a été obtenue en minimisant l'erreur sur le calcul du bilan hydrique. La Figure V-11 montre le résultat de la simulation avec ISBA corrigé et **wdrain** = 0,002 pour le sable. Les valeurs des critères sont: RAP = 0,64 et NASH = 0,64. Nous voyons que le rapport des volumes a diminué du fait de la limitation du drainage qui a été introduite, mais que le critère de Nash a logiquement augmenté puisque la simulation du débit de base est plus réaliste.

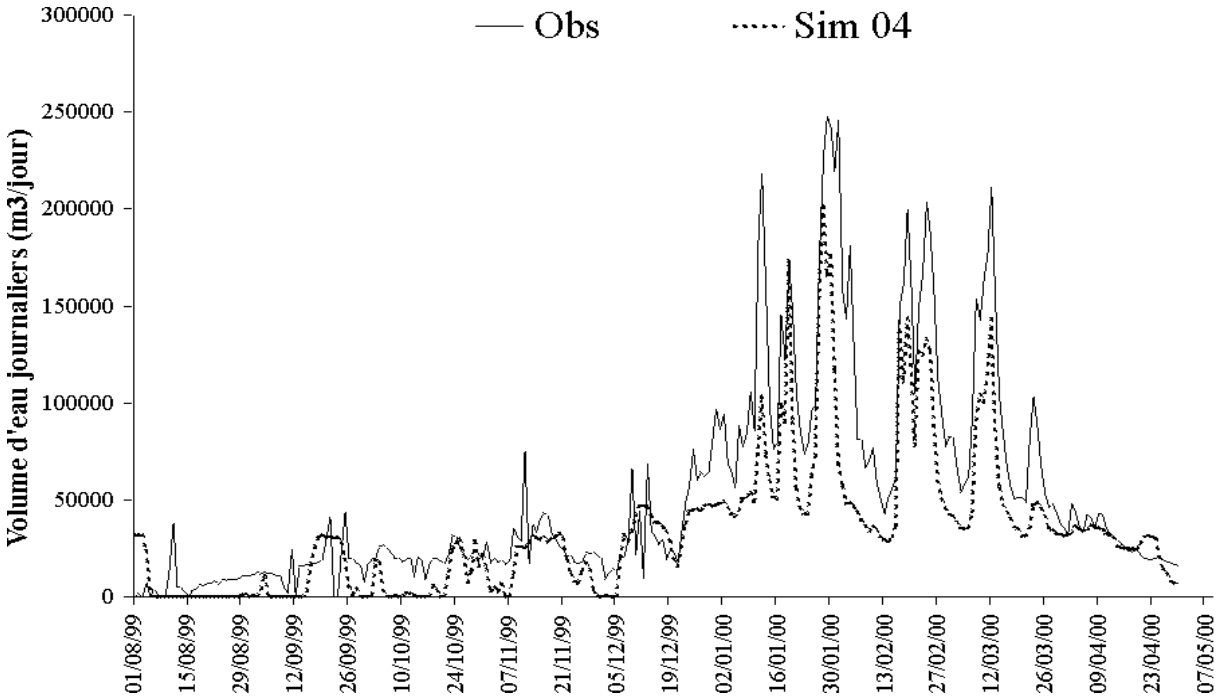


Figure V-11: Résultat de la simulation avec la valeur optimale du paramètre WDRAIN (0,002) et drainage limité.

Nous allons maintenant caler la valeur du paramètre **wdrain** pour les formations de pente et les formations de fond de vallée. Pour ce faire nous avons effectué une série de simulations au cours desquelles nous avons fait varier les valeurs de **wdrain** pour ces deux formations entre 0,001 et 0,003, en fixant la valeur de **wdrain** des surfaces rocheuses à 0,002. Nous avons reporté les résultats des critères statistiques sur la Figure V-12.

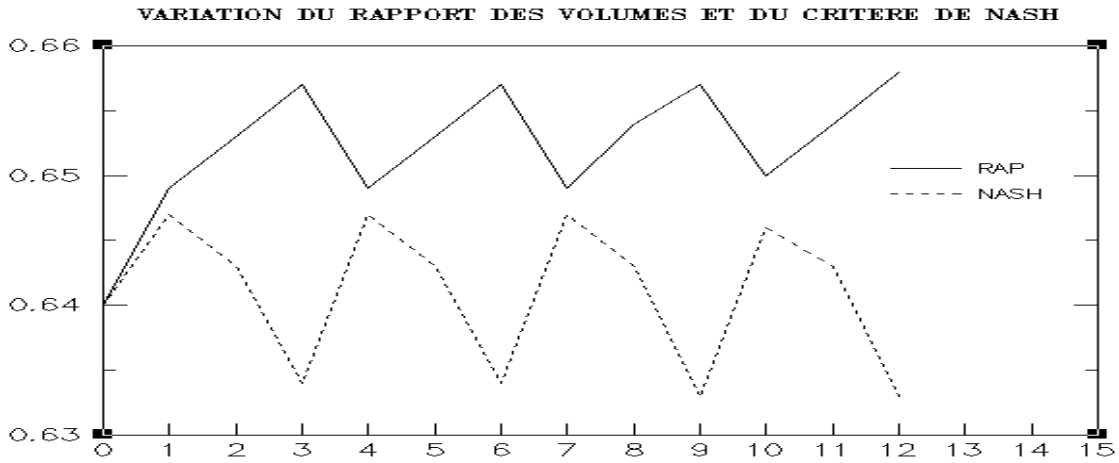


Figure V-12: Résultat des simulations de calage du paramètre WDRAIN pour les formations de pente («Ver») et de fond de vallée («Bof»). 12 cas ont été considérés (WDRAIN «Ver»; WDRAIN «Bof») : Cas 0 (0,0 ; 0,0), 1 (0.001 ; 0.0), 2 (0.002 ; 0.0), 3 (0.003 ; 0.0), 4 (0.001 ; 0.001), 5 (0.002 ; 0.001), 6 (0.003 ; 0.001), 7 (0.001 ; 0.002), 8 (0.002 ; 0.002), 9 (0.003 ; 0.002), 10 (0.001 ; 0.003), 11 (0.002 ; 0.003), 12 (0.003 ; 0.003).

Nous voyons que le modèle est peu sensible à la variation du paramètre de drainage sous-maille des formations de pente et de fond de vallée, puisque les critères statistiques ont une variation inférieure à 5% . Ceci s'explique d'une part par la faible surface qu'elles occupent dans le bassin et d'autre part par leur texture plus argileuse qui diminue la valeur du coefficient C3 (Cf. III.1.2.3.1) qui représente la vitesse de drainage vertical. Il est intéressant de noter que les variations des critères sont opposées. L'augmentation de RAP est couplée à une dégradation de la qualité de la simulation puisque le Nash diminue. De plus nous voyons que le modèle est insensible à la variation du coefficient de drainage des formations de fond de vallée puisque les critères statistiques sont pratiquement les mêmes quelque soit la valeur de celui-ci. Il est préférable de fixer les valeurs de **wdrain** de telle sorte que le NASH soit optimal. Nous opterons donc pour les valeurs de **wdrain** suivantes :

wdrain surfaces rocheuses	= 0,002 m3/m3
wdrain formations de pente	= 0,001 m3/m3
wdrain formations de fond de vallée	= 0,0 m3/m3

V.4.1.4 COEFFICIENT DE RUISSELLEMENT SOUS-MAILLE (b)

Nous allons maintenant caler la valeur **b** du paramètre de ruissellement sous-maille. Une série de 19 tests a été réalisée en faisant varier la valeur de ce coefficient pour les surfaces rocheuses, entre 0 et 1. Les résultats de ces tests, comparés à ceux de la simulation précédente appelée simulation de référence, indiquent que le modèle est pratiquement insensible à la variation de ce coefficient (Figure V-13). Un test réalisé avec une valeur de **b** égale à 10 qui correspond à une valeur maximale peu réaliste de ce paramètre (cf. III.1.2.3), a abouti au même constat.

Ceci est compréhensible dans la mesure où la texture des surfaces rocheuses est purement sableuse, provoquant ainsi un drainage gravitaire important qui assèche fortement le sol. Or, le mécanisme de ruissellement sous-maille n'est actif que pour un contenu en eau du sol supérieur au point de flétrissement (Habets, 1999a). Par conséquent des événements pluvieux de relativement faible intensité ne peuvent pas créer de forts ruissellements sur un sol très sec.

Ceci est une conséquence du fait d'avoir décrit les surfaces rocheuses à l'aide d'une texture purement sableuse. Puisque le caractère ruisselant des surfaces rocheuses est reproduit à l'aide du drainage sous-maille, il est normal que le modèle soit peu sensible à la valeur du coefficient de ruissellement sous-maille. De plus la qualité de la simulation se dégrade avec l'augmentation du coefficient **b**. Nous allons donc conserver le coefficient de ruissellement sous-maille à la valeur 0,01 qui était sa valeur par défaut.

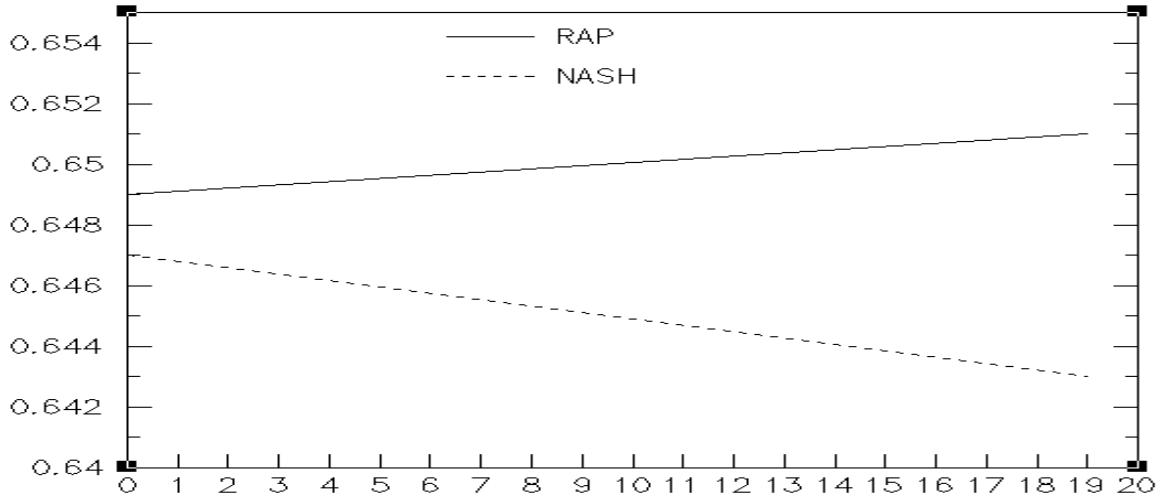


Figure V-13 : Résultat du test de sensibilité du modèle à la variation du paramètre de ruissellement sous-maille des surfaces rocheuses. 19 tests ont été réalisés au cours desquels le coefficient passe de 0 à 1. Le test 0 correspond à la simulation de référence.

Nous allons maintenant caler les valeurs des paramètres de ruissellement sous-maille des formations de pente et de fond de vallée. 13 tests ont été réalisés en faisant varier les valeurs des coefficients pour les deux formations entre 0 et 1 (Figure V-14).

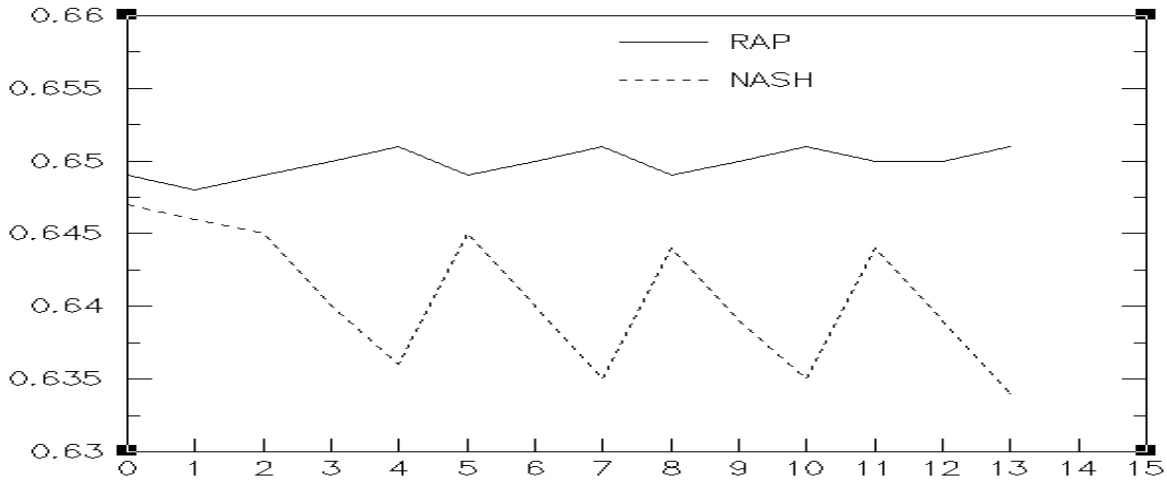


Figure V-14: Résultat des simulations de calage des paramètres b de ruissellement sous-maille pour les formations de pente (« Ver ») et les formations de fond de vallée (« Bof »). 13 simulations ont été effectuées avec les valeurs de B pour les « Ver » puis les « Bof » suivantes : Cas 1 (0,0 ; 0,0), Cas 2 (0.1 ; 0.01), Cas 3 (0.5 ; 0.01), Cas 4 (1 ; 0.001), Cas 5 (0.1 ; 0.1), Cas 6 (0.5 ; 0.1), Cas 7 (1 ; 0.1), Cas 8 (0.1 ; 0.5), Cas 9 (0.5 ; 0.5), Cas10 (1 ; 0.5), Cas 11 (0.1 ; 1), Cas 12 (0.5 ; 1), Cas 13 (1 ; 1). Le Cas 0 correspond à la simulation de référence.

Nous voyons que le modèle est ici encore très peu sensible à la variation de ce coefficient, ce qui suggère que les intensités de précipitation (inférieures à 10 mm/heure) sont trop faibles pour permettre au modèle de simuler des ruissellements importants sur des sols qui sont relativement secs. Nous garderons donc pour la suite, les valeurs de **b** définies par défaut :

b surfaces rocheuses	= 0,01
b formations de pente	= 0,01
b formations de fond de vallée	= 0,01

Le fait d'attribuer aux surfaces rocheuses une texture purement sableuse, nous oblige à simuler leur caractère imperméable en utilisant des coefficients de drainage et non des coefficients de ruissellement. Ceci est une conséquence du fait qu'ISBA n'a jamais été testé sur une surface purement rocheuse sur laquelle l'utilisation de la notion de texture n'est pas adaptée.
Néanmoins les valeurs des coefficients calés nous permettent d'obtenir un résultat partiel acceptable que nous allons à présent tenter d'améliorer en calant les valeurs des paramètres restants (Tableau V-6).

V.4.1.5 EPAISSEUR DU SOL ROCHEUX (D2 ET D3)

Les mailles correspondant aux surfaces rocheuses doivent, dans ISBA, avoir des épaisseurs de sols pour la zone racinaire et pour la zone profonde, que nous devons caler, même s'il s'agit dans la pratique de notions tout à fait virtuelle. Une série de tests a été réalisée en faisant varier ces épaisseurs entre 0,1 m et 1 m pour chacune des deux zones. **D2** (épaisseur de la zone racinaire) a été fixée égale à **D3** (épaisseur du sol total), pour ramener la description de ce type de surface à son expression la plus simple. La Figure V-15 montre que le meilleur résultat est obtenu pour des épaisseurs de sol égales à 0,8 m.

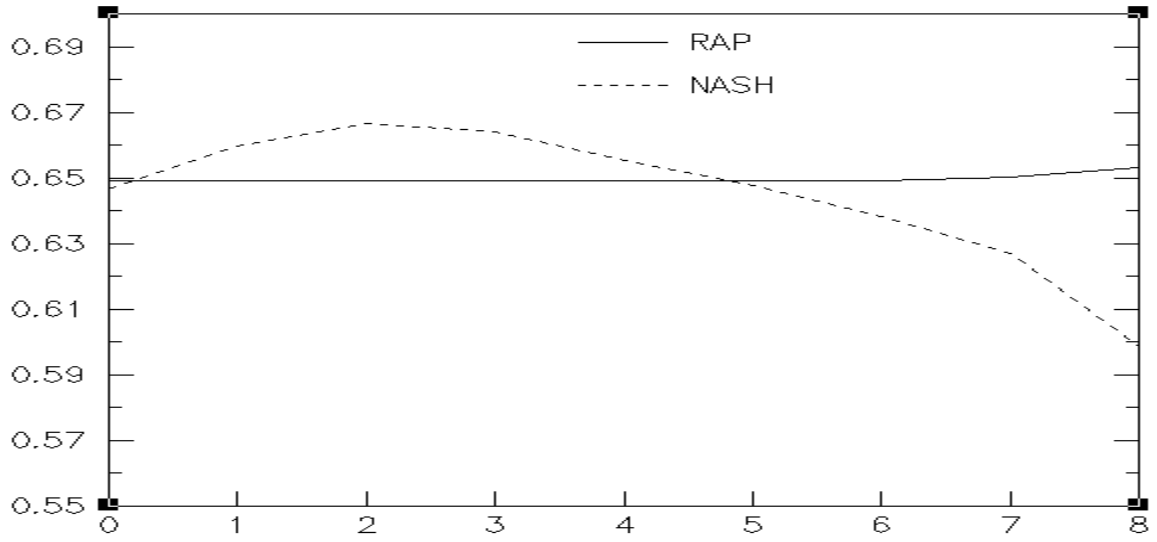


Figure V-15: Valeurs des critères statistiques RAP et NASH pour des simulations avec différentes valeurs pour les épaisseurs de sol D2 et D3 pour les surfaces rocheuses (ici D2 = D3 par convention). 9 simulations ont été effectuées avec les valeurs de D2 = D3 suivantes : Cas 1 (0,9), Cas 2 (0.8), Cas 3 (0.7), Cas 4 (0.6), Cas 5 (0.5), Cas 6 (0.4), Cas 7 (0.3), Cas 8 (0.2). Le Cas 0 correspond à la simulation de référence (1.0).

Nous obtenons alors un RAP = 0,649 et un NASH =0,667 valeurs qui représentent un résultat encore peu satisfaisant pour la qualité de la simulation.

V.4.2 Synthèse sur le calage des paramètres d'ISBA

Nous avons à présent utilisé tous les paramètres disponibles pour le calage du modèle, ce qui veut dire que nous ne sommes pas en mesure d'améliorer le résultat de la simulation sur la base des hypothèses initiales qui préconisent l'emploi d'un gradient altitudinal de précipitation et une valeur de température limite pluie/neige de 273,15°K;

Le Tableau V-7 résume l'ensemble des résultats obtenus par type de surface à la fin de la simulation.

BUDGET SUR CHAQUE MAILLE								
Nombre de jours de simulation	274							
Température pluie/neige (°K)	273,15							
Gradient de précipitation	OUI							
Glace dans le sol	OUI							
Unités de surface	**Ver 4000**	**Roc 4000**	**Bof 4300**	**Ver 4300**	**Roc 4300**	**Ver 4600**	**Roc 4600**	**Roc 4900**
% argile	0,15	0,03	0,3	0,15	0,03	0,15	0,03	0,03
% sable	0,2	0,96	0,4	0,2	0,96	0,2	0,96	0,96
D2 (m)	0,5	0,8	0,5	0,5	0,8	0,5	0,8	0,8
D3 (m)	1	0,8	1	1	0,8	1	0,8	0,8
Wdrain (m^3/m^3)	0,001	0,002	0	0,001	0,002	0,001	0,002	0,002
b adimentionnel	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Valeurs cumulées sur chaque maille à la fin de la simulation								
Précipitation (mm)	1252	1252	1187	1187	1187	1122	1122	1057
Neige (mm)	0	0	13	13	13	198	198	632
Pluie (mm)	1252	1252	1174	1174	1174	924	924	425
Précipitation sur neige (mm)	0	0	14	14	15	218	221	947
Pluie sur neige (mm)	0	0	1	1	1	21	24	315
Neige sur neige (mm)	0	0	13	13	13	198	198	632
Drainage (mm)	720	965	612	675	895	629	814	481
Ruissellement (mm)	4	2	7	4	2	4	2	0
Contenu en eau du sol final (mm)	210	39	266	210	39	209	39	67
Glace équivalente en eau finale (mm)	0	0	0	0	0	0	0	0
Neige équivalente en eau finale (mm)	0	0	0	0	0	0	0	414
Contenu en eau sous forme de liquide final – initial (mm)	66	-12	63	66	-12	65	-12	16
Contenu en eau sous forme de glace final – initial (mm)	0	0	0	0	0	0	0	0
Equivalent en eau du manteau neigeux final – initial (mm)	0	0	0	0	0	0	0	414
Evaporation totale (mm)	461	298	505	442	303	424	319	146
Evaporation sol (mm)	376	297	276	364	297	347	306	139
Evaporation végétation (mm)	82	0	222	68	0	51	0	0
Sublimation (mm)	0	0	0	0	0	0	0	-3
Transpiration (mm)	53	0	147	40	0	27	0	0
Bilan (mm)	0	0	0	0	0	0	0	0

Tableau V-7 : Bilan de la simulation avec les paramètres calés pour chaque unité de surface de Liviñosa.

Une analyse de ces bilans conduit à une incohérence.
En effet:

- La précipitation cumulée sur la période de simulation (août 1999 – avril 2000 = 9 mois) que l'on observe sur 'VER 4000' du Tableau V-7, est égale à 1252 mm. Les précipitations sur les autres surfaces sont inférieures puisqu'elles varient avec le gradient appliqué en fonction de l'altitude. La lame écoulée sur le bassin observée à la station pendant la même période est égale à 1131 mm. Ceci implique que, si ces observations sont exactes, seulement 121 mm seraient répartis entre évaporation et stockage d'eau par le système, ce qui représente une valeur trop faible pour la réalité physique.
- Les résultats du programme PHICAB sur le bilan hydrique en Bolivie présentent des valeurs annuelles d'évapotranspiration réelle de l'ordre de 470 mm sur le bassin du Lac Titicaca. Les résultats de la modélisation avec ISBA (Tableau V-7), présentent des cumuls d'évaporation sur la période, de l'ordre de 300 mm pour les surfaces rocheuses, 450 mm pour les formations de pente et 500 mm pour les formations de fond de vallée. Les ordres de grandeur de l'évapotranspiration simulée sont donc proches des observations.

Nous n'avons pas la possibilité de faire une vérification des différents termes du bilan autre que de vérifier que ce dernier est bien bouclé (ie. Pluie – (Drainage + Ruissellement + Evaporation + ΔStock d'eau dans le sol) = 0), ce que nous observons effectivement dans le Tableau V-7.

Le modèle ISBA semble donc simuler correctement les processus qui ont lieu dans le sous-bassin, tant du point de vue dynamique que du point de vue de chaque terme du bilan hydrique. Néanmoins, un important déficit en volume entre les débits simulés et les débits observés nous oblige à nous pencher sur les paramètres locaux du milieu étudié

V.4.3 Les paramètres locaux de la zone d'étude

A priori il n'y a que deux possibilités pour expliquer le déficit observé:

- Les débits observés sont surestimés
- Les pluies observées sont sous-estimées ou l'hypothèse d'une variation selon un gradient altitudinal est à discuter.

Concernant les débits, le tarage de la station de mesure limnigraphique a été réalisé avec beaucoup de soin et son état a été contrôlé tout au long de la période de calage lors de fréquentes visites. De plus, remettre en question les débits observés équivaudrait à accepter une erreur ((Qcum obs – Qcum sim) / Qcum obs) de l'ordre de 35 %, ce qui est excessif pour une station de mesure limnigraphique suivie avec soin. Il est peu probable qu'une surestimation des débits soit la cause de l'important déficit en eau mis en évidence, bien qu'il puisse y contribuer. Il est par contre beaucoup plus probable que la mesure de la précipitation et, surtout, la représentation de sa répartition dans l'espace puissent introduire des erreurs importantes.

V.4.3.1 LES PRECIPITATIONS

Comme nous l'avons vu au début de ce chapitre, la spatialisation de la précipitation est une question que l'impossibilité d'une instrumentation précise, dense et durable rend pratiquement insoluble.
L'analyse des données disponibles semble montrer qu'il y a bien un gradient des précipitations en fonction de l'altitude, mais sa linéarité est douteuse. De plus, ce gradient est calculé à partir de données mesurées avec des pluviomètres situés dans l'axe des vallées et ne prend donc pas en compte les problèmes d'exposition des versants au vent. Les conclusions des études existantes sur le sujet diffèrent suivant les contextes étudiés.

De manière générale, elles constatent qu'il y a des différences parfois importantes entre la mesure des précipitations des appareils situés dans l'axe des vallées et sur un versant «au vent » ou « sous le vent », (Barry, 1992).

Les études de l'influence du vent sur les précipitations fournissent des tables d'estimation du déficit de la mesure en fonction de la vitesse du vent et du type de pluviographe (Larson and Peck, 1974). Il est admis de façon générale, qu'un vent de 2 m/s de vitesse moyenne peut provoquer une sous-estimation de 10 % des précipitations liquides et de 20% des précipitations neigeuses (Groisman et al., 1991 ; Kattelmann et Elder, 1991; Barry, 1992 et paragraphe I.2.5.2), qui peut aller jusqu'à 50 % en milieu de montagne (Flohn, 1970; Sevruk, 1989 in Barry, 1992).

Il est donc très probable qu'une grande partie du déficit en eau constaté soit causé par une sous-estimation de la précipitation.

Face à cette incertitude nous avons choisi d'effectuer plusieurs simulations avec le modèle calé pour tester sa sensibilité à l'augmentation de la précipitation et voir dans quelle mesure une correction sur les observations améliore le résultat. La première série de simulations est faite en gardant l'hypothèse de l'existence d'un gradient des précipitations avec l'altitude et en incrémentant la précipitation de 5% en 5%. Les résultats de ce test sont présentés sur les figures Figure V-16 et Figure V-17.

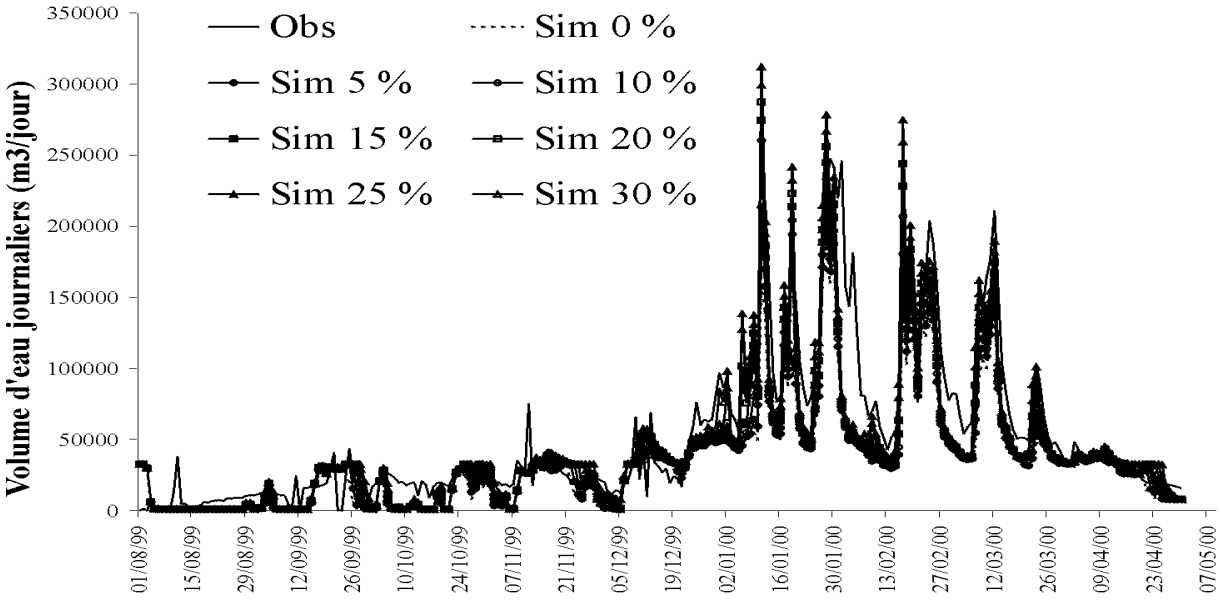


Figure V-16: Simulations pour différents pourcentages de correction des précipitations avec gradient décroissant en fonction de l'altitude.

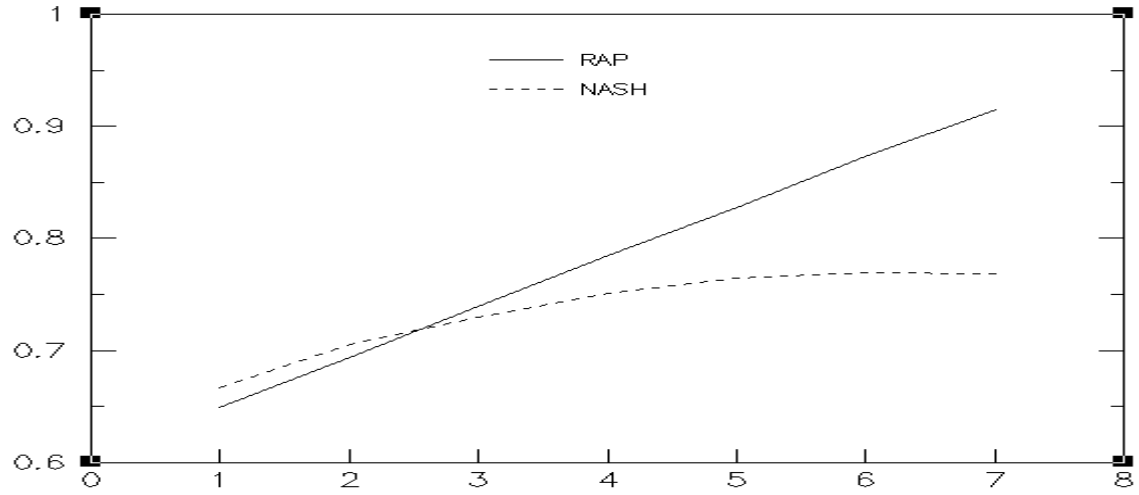


Figure V-17: Variation des critères statistiques pour 6 simulations au cours desquelles la précipitation est incrémentée de 5% en 5% (Cas 1 : 0% ; Cas 7 : 30%) avec gradient des précipitations décroissant en fonction de l'altitude.

L'augmentation de la précipitation améliore un peu la qualité de la simulation, (NASH maximum = 0,769). La valeur maximale du critère de Nash est néanmoins atteinte dés 20% d'augmentation de la précipitation et reste constante par la suite. La Figure V-18 présente les valeurs des critères statistiques pour les mêmes tests que ceux de la Figure V-17 mais avec une précipitation constante sur le bassin, c'est à dire sans introduire de notion de gradient altitudinal.

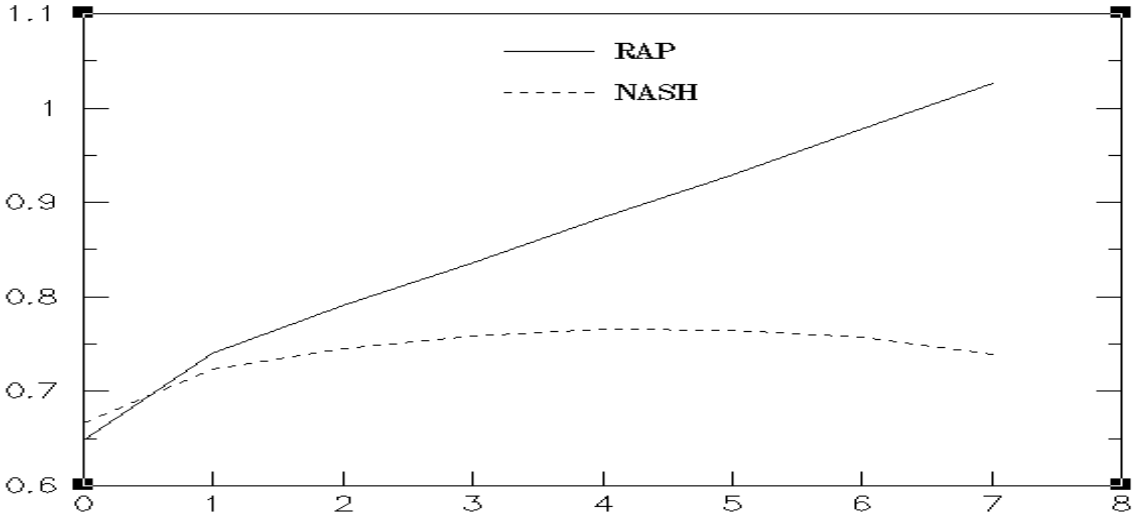


Figure V-18: Variation des critères statistiques pour 7 simulations au cours desquelles la précipitation est incrémentée de 5% en 5%. Le Cas 0 est le résultat de la simulation sans augmentation de la pluviométrie avec l'hypothèse du gradient de précipitation en fonction de l'altitude. Le Cas 1 est le résultat de la simulation sans augmentation de la précipitation et sans gradient des précipitations. Les Cas 2 à 7 représentent les simulations avec la précipitation incrémentée de 5% à 30%.

La Figure V-18 montre que sans gradient de précipitations on parvient à un RAP égal à 1 avec une correction de 25% de la pluviométrie, ce qui représente un ordre de grandeur de correction des précipitations acceptable dans le contexte de haute montagne (Kattelmann et Elder, 1991).
Parallèlement le critère de NASH ne suit pas la même tendance que RAP, mais passe par un maximum correspondant à une correction de la précipitation de 20%, pour diminuer faiblement ensuite.

L'influence de cette correction est beaucoup moins forte sur la valeur du NASH que sur celle du RAP, ce qui est cohérent. Ceci indique que le modèle est relativement robuste et que l'amélioration des résultats de la simulation est liée à d'autres facteurs que la valeur des précipitations observées.

La conclusion de ces tests est que, en l'état actuel de notre analyse, nous choisissons d'introduire une correction de 25% de la précipitation sans considérer de gradient en fonction de l'altitude, pour retrouver les débits observés en volume, but fixé à l'utilisation d'ISBA dans cette étude.

V.4.3.2 LA TEMPERATURE LIMITE DE CHANGEMENT DE PHASE DES PRECIPITATIONS

La valeur de la température limite de changement de phase de la précipitation (cf. V.2.3) peut avoir une influence importante sur le résultat de la modélisation du fait du rôle de la neige sur les écoulements. En effet, nous pouvons voir dans le Tableau V-7, que sur la plus haute unité de surface (ROC 4900) du sous-bassin, plus de la moitié de la précipitation tombe sous forme de neige, ce qui a pour conséquence de réduire le drainage et l'évaporation calculés sur cette unité de surface par rapport aux autres. Ces résultats sont fonction de l'hypothèse que nous avons adoptée sur la valeur de la température de limite pluie-neige. Le modèle a été calé avec une température limite fixée à 273,15 K (0°C). Or, dans le paragraphe V.2.3, nous avons vu que cette température pourrait se situer plutôt dans l'intervalle [-2°C; -1°C[pour lequel on a une probabilité égale d'avoir de la pluie ou de la neige (Leblanc, 2001).

9 simulations ont été effectuées en faisant varier la valeur de la température limite entre –2°C (271,15 K) et +2°C (275,15 K), par paliers de 0,5° C. Les hypothèses de départ (application d'un gradient des précipitations et pas de correction de la mesure de la précipitation) ont été maintenues. La Figure V-19 montre qu'au dessus de +0,5°C, la qualité de la simulation se détériore fortement, avec l'apparition de pics de débits irréalistes visibles sur la Figure V-20 en fin de simulation pour la valeur de la température pluie/neige (Tcrit) de 1°C.

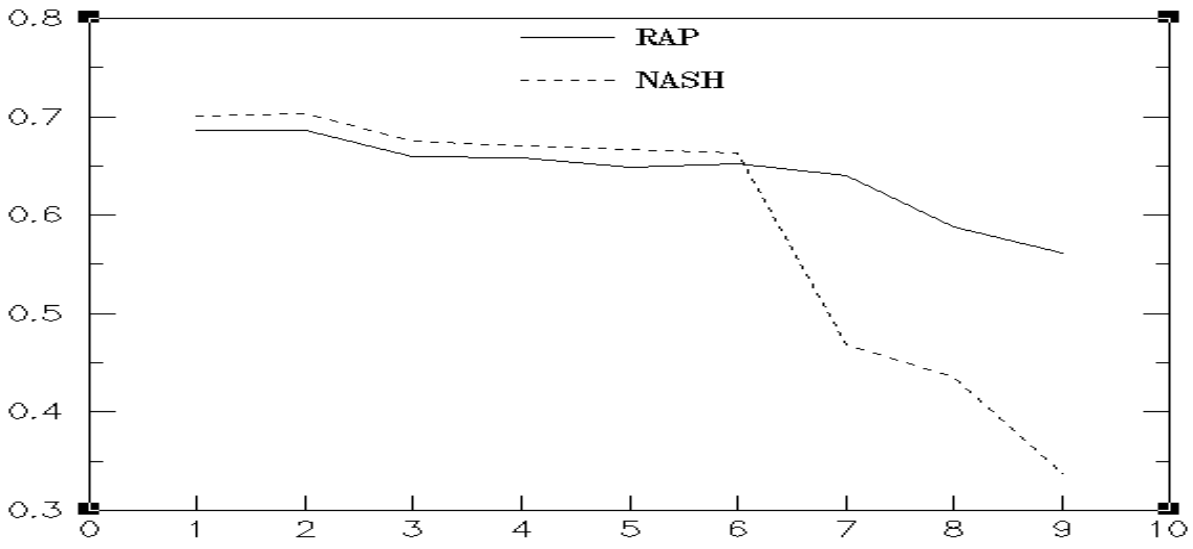


Figure V-19: Test de sensibilité du modèle calibré, à la variation de la température de changement de phase des précipitations. 9 tests ont étés réalisés en faisant varier la température par paliers de 0,5°C, en passant de –2°C (Cas 1) à 2°C (Cas 9). Le cas 5 correspondant à la température 0°C.

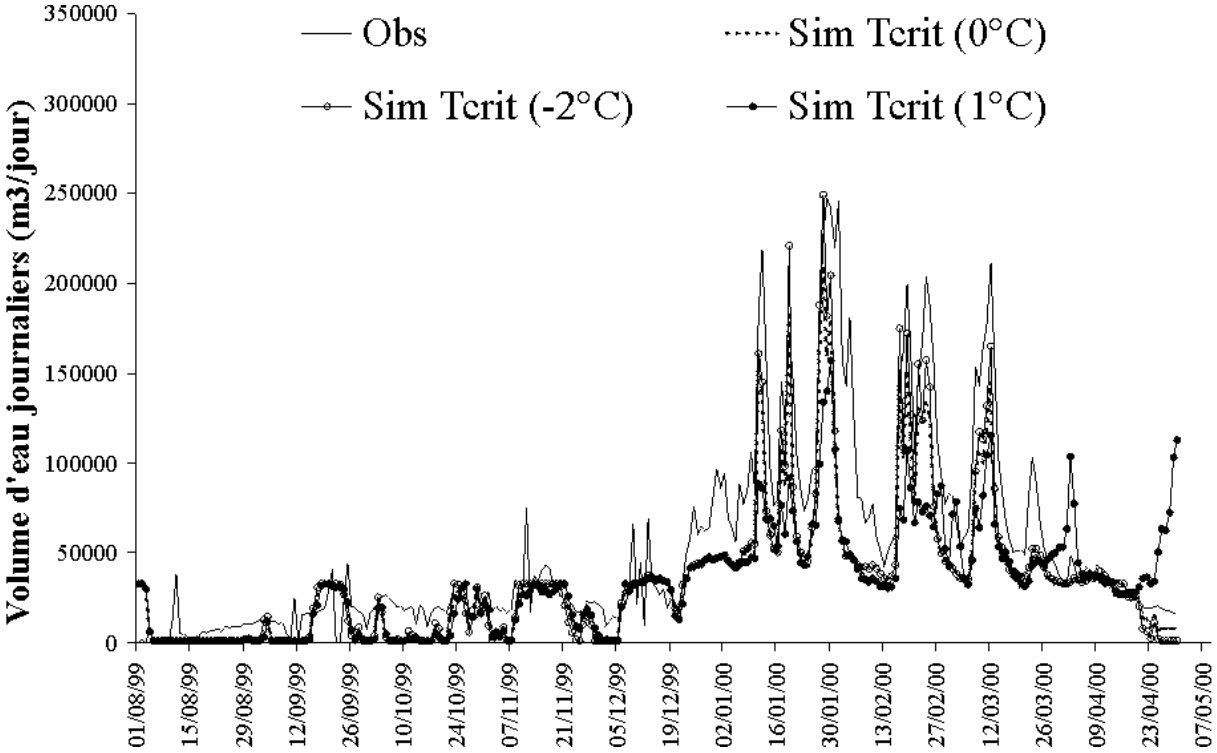


Figure V-20: Résultat des simulations pour trois valeurs de la température critique pluie-neige (-2°C, 0°C, 1°C).

Lorsque l'on augmente la valeur de la température limite de changement de phase, on augmente la quantité de précipitations neigeuses sur le bassin. La chute brutale de la valeur du coefficient NASH que l'on observe lorsque la température devient supérieure à 0,5°C, correspond au fait que l'on franchit un seuil au delà duquel un manteau neigeux important réussit à s'installer (Figure V-21) à des altitudes où auparavant l'intense forçage atmosphérique provoquait une fonte rapide (Figure V-7). La fonte brusque en fin de simulation de ces manteaux sur les différentes unités de surface est à l'origine des pics de débits irréalistes mentionnés plus haut.

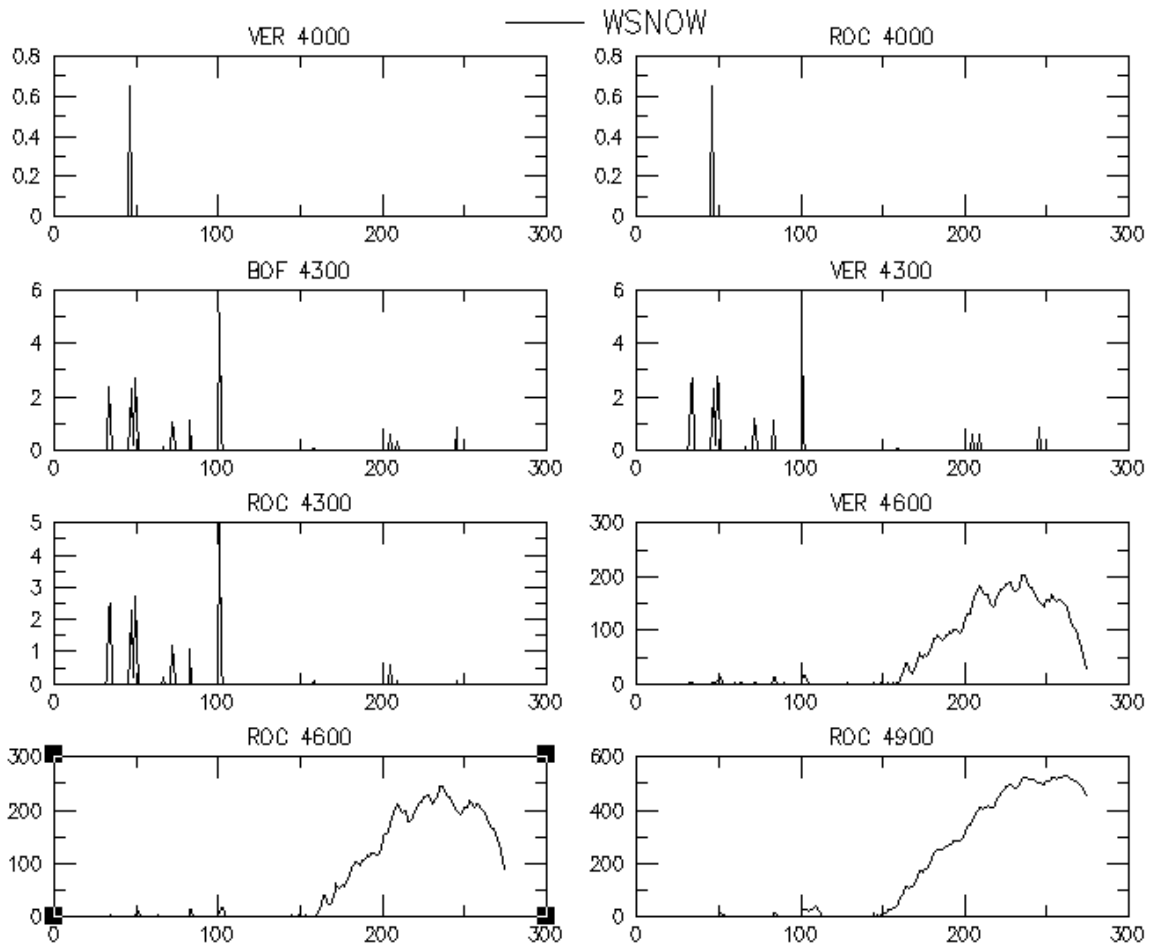


Figure V-21: Evolution simulée du manteau neigeux sur les 8 unités de surface qui composent le sous-bassin de Liviñosa, pour une température critique de changement de phase de 274,15 K (1°C). WSNOW représente l'équivalent en eau (mm) du manteau neigeux simulé par ISBA.

Ces résultats indiquent qu'il est nécessaire de maintenir la température limite de changement de phase des précipitations en dessous des 273,65 K (0,5°C). Par contre, les variations vers des températures plus froides ne semblent pas influencer énormément les débits produits, puisque l'on constate une amélioration inférieure à 5% de la valeur des deux critères statistiques. Un test a même été réalisé en empêchant l'occurrence de précipitations neigeuses à l'aide d'une température limite de -20°C, dont les résultats ne présentent pratiquement aucune différence avec les résultats obtenus avec la température limite fixée à -2°C. Ainsi, pour ce sous-bassin, la présence d'un manteau neigeux n'a qu'une faible influence sur la dynamique des écoulements. Les observations de terrain confirment cette hypothèse puisqu'il a été constaté à plusieurs reprises que les manteaux neigeux qui se déposent généralement pendant la nuit, fondent rapidement au soleil du matin. Elle crée alors des écoulements dont le transfert à l'exutoire diffère peu de celui des eaux de pluie. Cependant cette hypothèse ne doit pas être généralisée à tout le bassin de Llaullini où les altitudes peuvent être supérieures à l'altitude maximale de Liviñosa (5200 m) et les conditions d'enneigement différentes.

En nous appuyant sur les conclusions de l'étude de Leblanc (2001), nous avons décidé de fixer la température limite de changement de phase à -1,5°C. De cette manière, la valeur limite choisie se trouve à l'intérieur de l'intervalle d'égale probabilité d'occurrence de la pluie et de la neige défini par Leblanc, tout en correspondant à la valeur du critère de Nash maximale.

Nous obtenons donc finalement le résultat visible sur la Figure V-22 en intégrant la correction sur les précipitations présentée dans le paragraphe précédent. Les valeurs des critères obtenus sont de 0,978 pour RAP et de 0,757 pour Nash.

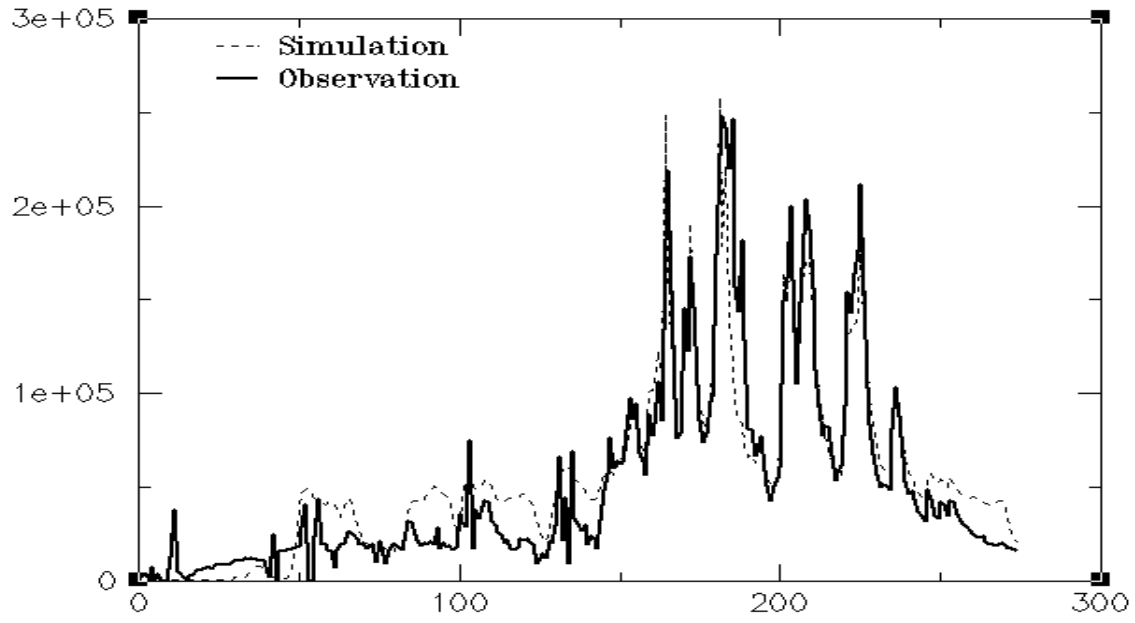


Figure V-22: Résultat de la simulation avec le modèle calé, 25% de correction sur la pluviométrie, pas de gradient des précipitations en fonction de l'altitude et température de changement de phase = 271,65 K (-1,5°C). RAP = 0,978 ; NASH = 0,757.

V.4.3.3 LE TRANSFERT DES ECOULEMENTS A L'INTERIEUR DU BASSIN

Le transfert des écoulements produits par le modèle ISBA se fait par addition arithmétique du drainage et du ruissellement produit par chacune des unités du bassin (schéma de routage additif des écoulements (cf. III.2.4)). Cette méthode représente la plus simple manière de transférer les écoulements vers l'exutoire. Elle se base sur l'hypothèse que l'eau produite dans une unité de surface rejoint le réseau hydrographique qui assure son transfert - de manière conservative et instantanée - jusqu'à l'exutoire, à l'intérieur du pas de temps choisi (ici journalier). Le milieu de haute montagne se prête généralement bien à cette hypothèse du fait de l'existence de pentes importantes où les écoulements se concentrent en torrents qui acheminent l'eau parfois très rapidement. En milieu de moindre relief, cette hypothèse n'est généralement pas recevable et il est nécessaire de faire appel à un modèle hydrologique de transfert des écoulements (Habets et al., 1999b), pour traiter explicitement le transfert de l'eau dans les rivières et la nappe souterraine.
Les formations de pente que l'on observe dans le bassin étudié peuvent retarder les écoulements notamment en début et fin de saison de pluies. (Jomelli et al., 2001 et paragraphe II.1.3.1). A l'échelle de l'événement, le passage obligé des eaux en provenance des unités de surface rocheuses au travers des unités de surface de versants modifie la dynamique générale de l'écoulement. Le schéma de transfert que nous avons utilisé dans ce qui précède ne prend pas en compte les apports que reçoit une unité de surface en provenance des unités de surface situées en amont.
Nous avons donc construit un nouveau schéma de transfert appelé schéma de routage contributif, qui introduit la somme du drainage et du ruissellement produits par une unité de surface dans celle qui se trouve au-dessous. Ce nouveau schéma achemine l'eau produite dans une unité donnée au travers des unités de surface qui se trouvent entre elle et l'exutoire, ce qui est plus conforme à l'organisation naturelle des écoulements.

Les unités de surface ont été délimitées en croisant les types de surface avec les tranches d'altitude de 300 m (Cf.III.2.3). Le sous-bassin de Liviñosa en contient 8, dont nous pouvons observer l'organisation spatiale sur la Figure V-23; cette organisation permet de comprendre comment s'effectuent les transferts de l'eau entre les unités. Le passage de l'eau des surfaces rocheuses situées au dessus de 4900 m (Roc4900) vers les surfaces rocheuses situées au-dessous (Roc 4600) est immédiat. Par contre, l'eau qui sort de Roc4600 peut aller vers différentes unités de surface (Ver 4600, Roc 4300, Ver 4300).

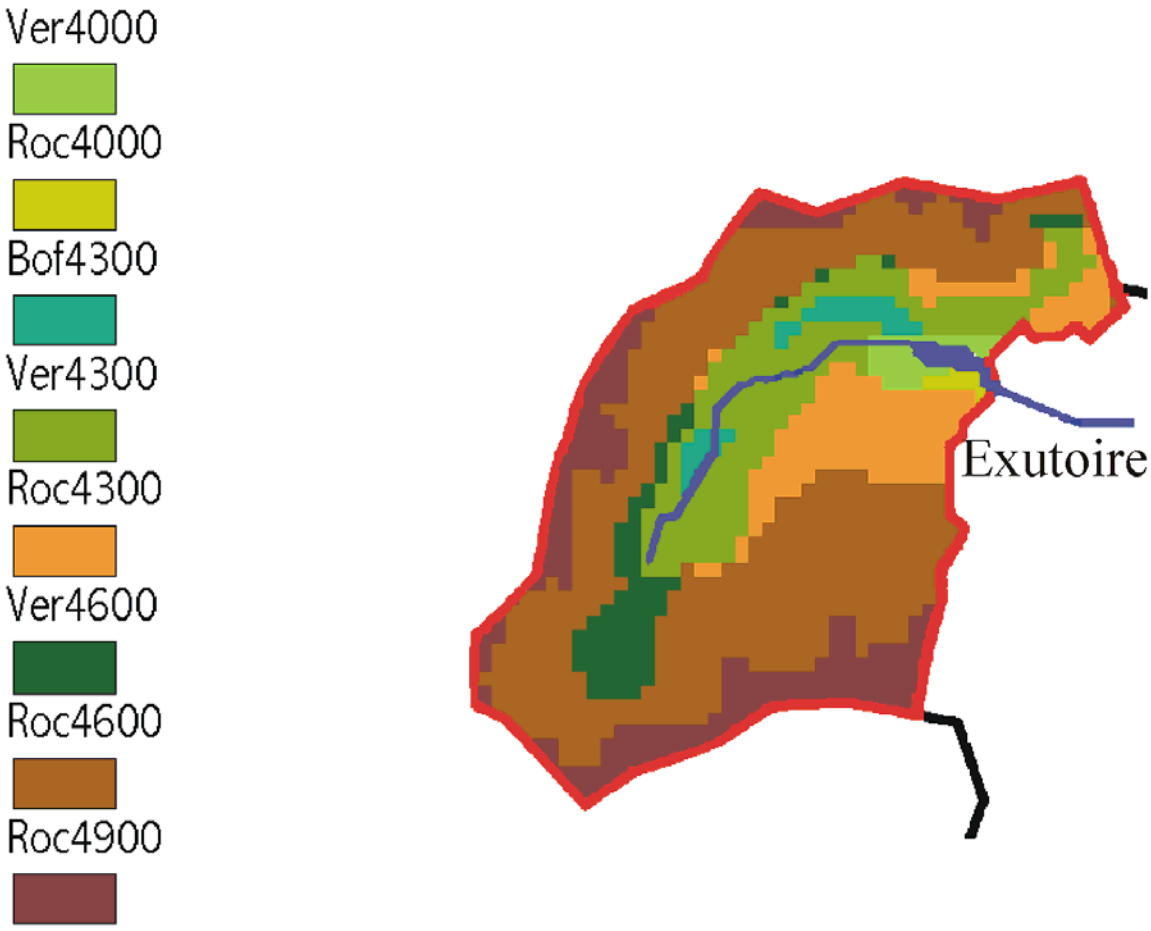


Figure V-23: Répartition des huit unités de surface sur le sous-bassin de Liviñosa. Les types de surface sont données par les sigles : Bof = fond de vallée (Bofédales) ; Ver = formations de pente ; Roc = surfaces rocheuses. L'altitude qui accompagne le sigle indique la limite inférieure de la tranche d'altitude concernée, ex : Roc4900 = surface rocheuse entre 4900 et 5200 m.

Le type de discrétisation du bassin que nous avons choisi pour modéliser les écoulements, suppose de traiter une unité de surface comme une entité homogène. Par conséquent, nous ne pouvons pas distribuer l'eau qu'elle produit proportionnellement à sa surface de contact avec les différentes unités qui lui sont connectées.

Nous allons donc nous appuyer sur les observations géomorphologiques présentées en II.1.3.1, pour hiérarchiser les unités de surface entre elles et assurer ainsi le transfert à l'aide des règles suivantes:

a) l'eau produite dans une unité de surface à une tranche d'altitude donnée, est toujours introduite dans une unité de surface de la tranche d'altitude inférieure (i.e. pas de transfert latéral).
b) les écoulements se font, dans la mesure du possible, des surfaces rocheuses vers les formations de pente puis vers les formations de fond de vallée (bofedales).

Ces règles sont utilisées pour la construction du schéma chaque fois que se présente une ambiguïté pour le passage de l'eau d'une unité à l'autre.

On peut résumer ainsi la démarche de construction du schéma adoptée: lorsqu'on se trouve sur unité de surface donnée: s'il existe une unité de surface dans la tranche d'altitude inférieure (règle a), qui permette de respecter la règle b, on les connecte. Si ce n'est pas le cas (exemple: l'unité de surface de fond de vallée Bof4300 se trouve au-dessus de l'unité de formation de pente Ver4000 ou de surface rocheuse Roc 4000), nous respectons l'organisation visible sur la Figure V-23, en nous appuyant sur les observations de terrain.

Le nouveau schéma de routage est présenté sur la Figure V-24.

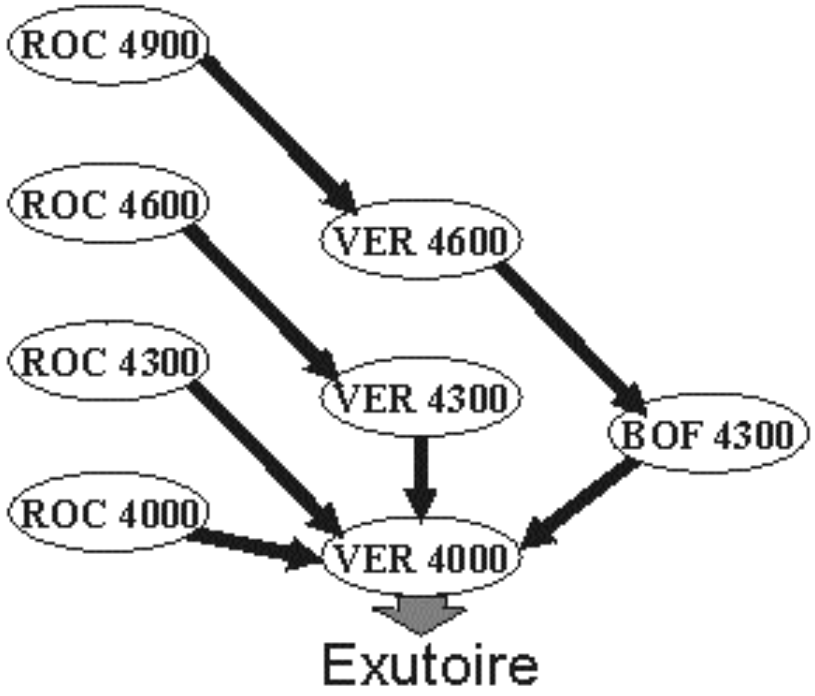


Figure V-24: Schéma de routage de l'eau à travers les unités des surface dans le sous-bassin de Liviñosa.

L'exutoire du sous-bassin de Liviñosa se trouve dans l'unité de surface formations de pente (VER 4000). Celle-ci est donc l'unité qui recevra l'eau en provenance de toutes les autres.

Ce schéma ne respecte pas totalement ce qui est observé sur la Figure V-23, notamment en ce qui concerne l'écoulement des eaux de Roc 4900 dans Roc 4600, que le schéma ne décrit pas.
En fait, il fallait choisir entre

- « verser » l'eau produite par Roc4900 dans Roc4600 (ce qui est réaliste par rapport au milieu) et ne pas alimenter Ver4600 (ce qui l'est beaucoup moins), puisque nous ne pouvons évaluer la part de l'eau de Roc4900 qui devrait y arriver,
- approvisionner Ver4600 avec l'eau de Roc4900 (en considérant que le transfert à travers l'unité intermédiaire Roc4600 se fait rapidement dans le réseau hydrographique) et ne pas alimenter Roc 4600.

Cette dernière solution a été choisie parce qu'elle est globalement plus en accord avec la géomorphologie du bassin. D'une part, il ne peut y avoir de formation de pente qui ne soit surplombée d'une surface rocheuse. D'autre part, le transfert de l'eau dans le réseau hydrographique sur les surfaces rocheuses est rapide et superficiel. De plus, le schéma de routage a été mis au point pour tester l'influence des formations de pente et de fond de vallée sur les écoulements simulés par ISBA. Ce qui nous intéresse, c'est de voir si la qualité de la simulation augmente lorsqu'on décrit les relations entre les unités de surface, de la manière la plus proche possible de ce que l'on observe dans le milieu.
Il fallait ensuite décider dans quel compartiment du sol de l'unité réceptrice introduire l'eau venant de l'unité au-dessus. ISBA décrit le sol comme un ensemble de trois couches: de surface, racinaire et profonde (cf. III.1.2)

Nous avons choisi de repartir l'eau entre les couches racinaire et profonde, proportionnellement à leurs épaisseurs D2 et D3 respectives. Un contrôle du contenu en eau de chaque couche a ensuite été mis en place pour extraire l'eau en excès sous forme de ruissellement. Pour cela nous avons utilisé la valeur du contenu en eau à saturation du compartiment concerné comme limite supérieure de son contenu en eau. Le ruissellement de l'eau en excès ainsi créé est ensuite ajouté au ruissellement normalement calculé par ISBA, qui sera injecté dans l'unité suivante.

L'introduction de ce schéma de transfert dans le modèle améliore la qualité de la simulation de façon non négligeable (Figure V-25). Nous avons vu à la fin du paragraphe précédent (Figure V-22), que pour obtenir la meilleure simulation, nous étions obligés de négliger l'existence du gradient des précipitations avec l'altitude, pourtant clairement mis en évidence avec les pluviomètres journaliers de la Cobee. L'introduction du nouveau schéma de transfert permet de le prendre en compte puisque, pour une correction de la pluviométrie de 25% et en appliquant le gradient, nous obtenons un RAP = 0,99 et un NASH = 0,84.

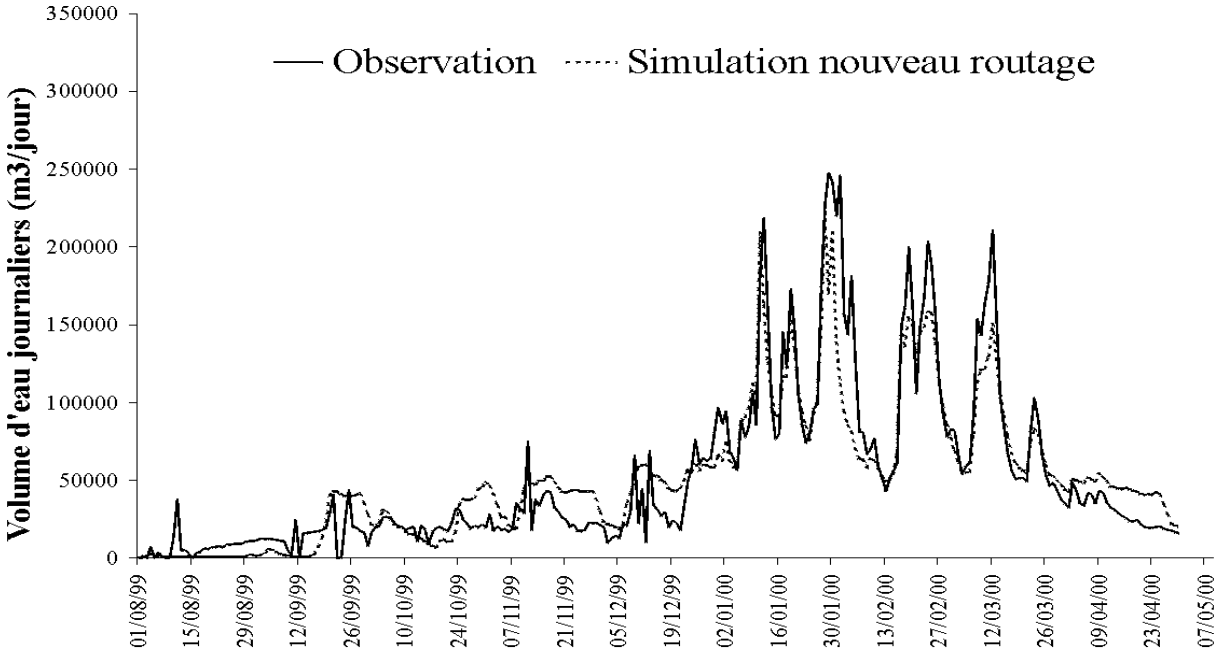


Figure V-25: Résultat de la simulation avec le modèle calé, 25% de correction sur la pluviométrie, gradient des précipitations en fonction de l'altitude, température de changement de phase = 271,65 K (-1,5°C) et schéma de routage. RAP = 0,99 ; NASH = 0,84.

L'introduction du schéma de routage, augmente la valeur du RAP par rapport à sa valeur précédente, bien que nous ayons appliqué le gradient censé diminuer l'apport des précipitations au bassin. Ceci s'explique par l'apport d'eau en provenance de l'amont qui augmente le contenu en eau de la couche racinaire de chaque unité, ce qui provoque un ruissellement plus important.

Le nouveau schéma de routage a le double avantage de simuler les débits avec une meilleure qualité, au vu des critères statistiques et d'utiliser une approche des processus plus réaliste. L'étape de calage des paramètres du modèle (**wdrain**, **b**, **D2** et **D3**) et des paramètres locaux (correction des précipitations, température limite pluie/neige, transfert des écoulements) est ainsi achevée.

Validons à présent cette construction sur une période différente de celle utilisée pour le calage.

V.5 VALIDATION DU MODELE

Les valeurs des paramètres et la construction du modèle à l'issue du calage vont être maintenant testés au cours de l'étape de validation du modèle. Nous allons comparer aux débits observés les débits simulés sur la période comprise entre le mois de mai 2000 et le mois de mars 2001.
Des difficultés techniques et d'organisation sur le terrain ont provoqué un certain nombre de lacunes dans la série des observations nécessaires au modèle et à la validation, notamment en ce qui concerne les précipitations et les débits à l'exutoire. Des reconstitutions ont donc été nécessaires pour combler ces lacunes.
Ainsi, les observations, les données reconstituées et les lacunes se répartissent sur l'ensemble de la période de la façon suivante:

Pour les précipitations :
Du 01/05/2000 au 22/08/2000 valeurs observées,
Du 22/08/2000 au 09/03/2001 valeurs reconstituées à partir des observations sur Taypikhuchu,
Du 09/03/2001 au 31/03/2001 valeurs observées.

Pour les débits:
Du 01/05/2000 au 22/08/2000 valeurs observées
Du 22/08/2000 au 28/12/2000 valeurs recalées dans le temps suite à un problème d'horlogerie.
Du 28/12/2000 au 09/03/2001 lacune
Du 10/03/2001 au 31/03/2001 valeurs observées

La reconstitution des précipitations du 22/08/2000 au 09/03/2001 s'est faite en utilisant la corrélation journalière (Figure V-26), entre les pluviographes de Liviñosa et Taypikhuchu:

P jour Liviñosa = 1,0838 * P jour Taypikhuchu; $R^2 = 0,74$; N = 196.

On l'utilise pour reconstituer les événements au pas de temps demi-horaire en faisant l'hypothèse que la dynamique journalière est semblable dans les deux sous-bassins et que les événements pluvieux y sont simultanés.

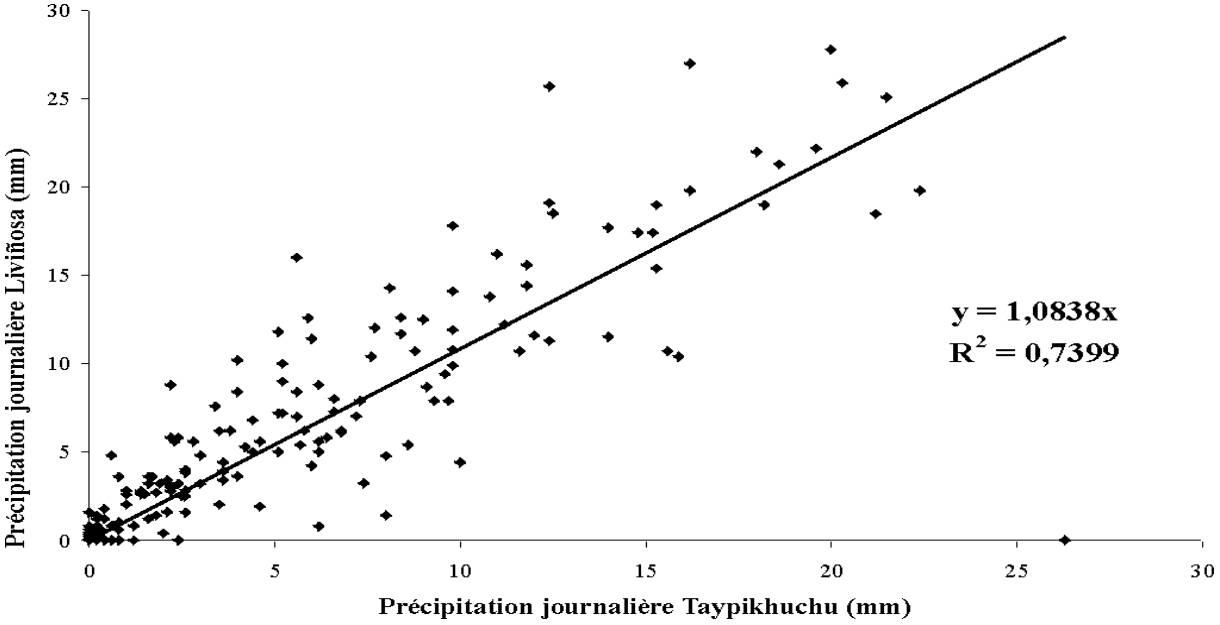


Figure V-26: Corrélation entre les précipitations journalières mesurées aux pluviographes de Liviñosa et Taypikhuchu pour la période du 14/10/1999 au 26/04/2000.

Le 22/08/2000 la centrale d'acquisition est tombée en panne puis a redémarré en initialisant son horlogerie interne. Elle a continué à enregistrer les débits pendant quelque temps puis est tombée définitivement en panne. La première panne a certainement été provoquée par une baisse de tension de la batterie pendant la nuit, que le panneau solaire dont est équipée la station n'a pas dû recharger le lendemain matin à cause de la présence de nuages (une pluie a été enregistrée juste avant la panne). Il n'est pas possible de déterminer à quel moment la station s'est remise en marche, mais suivant l'hypothèse précédente il est probable que la panne n'ait duré que quelques heures et que le panneau solaire ait finalement pu recharger la batterie plus tard dans la journée.
La panne a eu lieu durant la période d'ouverture et fermeture journalière de la vanne de fond de la retenue servant à la vidange. L'ouverture et la fermeture ont lieu tous les jours à 9:30 et à 19:30. Ces opérations sont facilement repérables sur les enregistrements limnigraphiques car l'ouverture provoque une augmentation brusque du niveau de l'eau dans le déversoir et la fermeture une baisse du même ordre de grandeur. Nous avons donc décidé de replacer le début de l'enregistrement au jour même en veillant à faire coïncider les variations de la cote enregistrée avec les heures précédemment citées. Cela nous a permis de reconstituer la série des observations de débits jusqu'au 28/12/2000, à partir d'où commence la lacune, puisque la station n'a été réparée que le 10/03/01.

Les données météorologiques sont disponibles sans lacune sur toute la période. Ainsi nous avons pu effectuer une simulation sur la période allant du 01/05/00 au 31/03/01. Le résultat de la simulation, visible sur la Figure V-27, ne peut être qualifié à l'aide des critères statistiques utilisés pour le calage à cause des lacunes. Nous devons nous contenter d'une analyse visuelle de la courbe simulée pour critiquer le résultat.

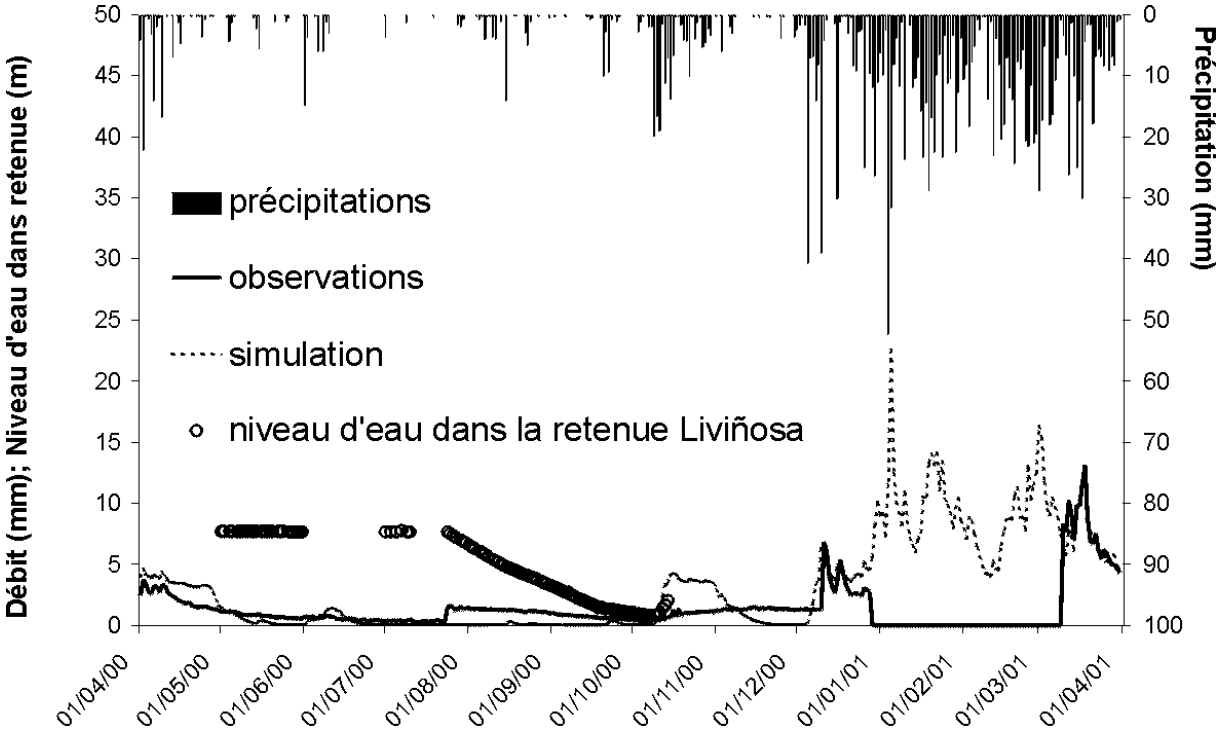


Figure V-27: Simulation de validation des lames d'eau écoulées sur la période 01/04/00 au 31/03/01, avec 25% de correction sur la pluviométrie, la prise en compte d'un gradient des précipitations en fonction de l'altitude, une température de changement de phase = 271,65 K (-1,5°C), les conditions initiales à l'équilibre et le schéma de routage.

Le premier constat que nous pouvons faire de l'allure générale de la courbe simulée au regard des précipitations, c'est que le modèle reproduit bien le passage de la saison sèche à la saison des pluies et simule des débits dans des ordres de grandeur comparables aux observations.
Néanmoins, plusieurs remarques ponctuelles peuvent être faites, que nous détaillons dans ce qui suit.

V.5.1 Conditions initiales de la simulation de validation

Lors du calage du modèle, les conditions initiales de contenu en eau du sol ont été fixées au point de flétrissement car la simulation débutait à la fin de la saison sèche, moment où les sols sont les plus secs. Ne disposant pas d'une série de données sur une période d'un an nous n'avons pas pu mettre le modèle à l'équilibre, c'est à dire faire plusieurs simulations sur une année jusqu'à ce que la variation du stock d'eau dans le sol soit nulle entre le début et la fin de la simulation. Ainsi, la mise à l'équilibre d'un modèle empêche que les conditions initiales aient une influence sur le résultat des simulations.

Pour la période de validation, les observations du mois d'avril 2000, utilisées lors du calage, ont permis de construire une série de données sur la période avril 2000 – mars 2001. Nous avons donc effectué des simulations en boucle sur l'année de façon à mettre le modèle à l'équilibre, c'est à dire que les caractéristiques du sol au début de la période ne varient plus d'une simulation à l'autre. Seulement deux simulations furent nécessaires pour y arriver, ce qui indique que la paramétrisation est peu sensible aux conditions initiales pour des simulations annuelles.
Sur des périodes plus courtes, il est nécessaire de déterminer préalablement par calage la valeur des conditions initiales des variables du modèle. Cette démarche fait l'objet d'une des principales critiques de la validité des modèles à base physique pour des pas de temps courts (Beven, 1989).

V.5.2 La période d'étiage

L'échelle à laquelle nous testons ISBA, met en évidence les limites de sa paramétrisation pour la période d'étiage. En effet, le modèle génère un débit en début de simulation grâce à l'action du drainage gravitaire et du ruissellement sous-maille qui réagissent aux dernières pluies de la saison. Lorsque le contenu en eau du sol est à la capacité au champ, le drainage gravitaire s'arrête. Le drainage sous-maille prend alors le relais pour produire un débit constant qui représente la vidange des réservoirs de stockage temporaire (Etchevers, 2000). Le ruissellement sous-maille intervient aussi en dessous de cette valeur limite, mais il s'arrête au point de flétrissement. Lorsque les pluies se font plus rares le contenu en eau diminue rapidement dans les roches pour atteindre le point de flétrissement, en dessous duquel, seul le drainage sous-maille agit. Le point de flétrissement pour le sable correspond à 0,068 m3/m3 (Habets, 1998) et le drainage sous-maille a été modifié pour qu'il cesse lorsque le contenu en eau du sol passe sous 0,05 m3/m3 (cf. V.4.1.3). Par conséquent, la production d'écoulement s'arrête rapidement sur les surfaces rocheuses et il ne reste que les surfaces de formation de pente et de fond de vallée pour produire un débit très faible.

La caractérisation des surfaces rocheuses comme une unité de sable pur, (cf. III.2.1), nous empêche de simuler correctement la vidange des petits réservoirs de stockage que constituent les zones de faible pente ou les lentilles de sol que l'on observe sur le terrain. La vitesse de drainage importante due à la valeur du paramètre C3 du sable, provoque un drainage trop rapide du sol. Cette limite, déjà identifiée lors de précédentes études à méso-échelle en contexte de montagne (Etchevers, 2000), se voit ici confirmée à une échelle spatiale plus petite.

V.5.3 Influence de la retenue Liviñosa

La retenue Liviñosa située à l'exutoire du bassin et utilisée par la COBEE pour soutenir les écoulements en saison sèche, perturbe l'observation de la dynamique naturelle du bassin. La retenue n'avait aucune influence sur les débits lors du calage, car nous avons eu la possibilité de les corriger (cf. V.1). Sur la Figure V-27, nous voyons que lorsque la vidange de la retenue commence, il y a une brusque augmentation du débit observé. Une fois que la retenue est vide les premières pluies du mois d'octobre sont utilisées pour le remplissage. Cela explique que les pics de débit simulés que l'on observe ne soient pas visibles sur les observations. Il faut attendre le début du mois de décembre, pour voir les débits observés réagir à la pluie, ce qui indique que la retenue est pleine et que la COBEE ne s'en sert plus. Cette simulation permet de

corriger qualitativement les débits observés et de voir que le modèle simule correctement la dynamique naturelle.

V.5.4 Simulation au cours de la saison des pluies

Nous ne pouvons pas critiquer très précisément les débits simulés en saison des pluies en raison de la lacune importante des débits observés. Néanmoins, au cours de la première partie de la saison, nous pouvons voir sur la Figure V-27 que les ordres de grandeur des volumes écoulés sont respectés. Par la suite, il n'est pas possible d'estimer la qualité de la simulation durant l'ensemble de la saison des pluies. Néanmoins, la très bonne adéquation visible en fin de saison des pluies, sur la partie, malheureusement réduite, où nous disposons d'observations fiables, indique que la dynamique simulée pendant la lacune est cohérente.

V.5.5 Conclusions et études de sensibilité

La qualité des paramétrisations des processus simulés par ISBA, ne peut être critiquée ici de manière distincte car nous ne disposons pas d'observations spécifiques comme les hauteurs de neige ou les taux d'humidité du sol. Nous pouvons uniquement contrôler que l'intégration des différents processus simulés est correcte par la comparaison aux débits observés à l'exutoire, ce qui est semble bien être le cas au vu de la Figure V-27.

Néanmoins, il ressort de cette comparaison que le schéma actuel ne simule pas précisément les faibles débits en saison sèche. L'utilisation du paramètre de drainage sous-maille est une méthode qui ne suffit pas pour simuler la vidange des réservoirs temporaires à notre échelle de travail.
Par contre la paramétrisation du ruissellement et de la dynamique du manteau neigeux qui sont proposées est tout à fait satisfaisante. En particulier les mécanismes de départ de crues sont bien reproduits et l'intensité des événements aussi.
La dynamique de fin de crue a tendance à être un peu trop rapide. Ceci est certainement lié à la texture purement sableuse avec laquelle nous avons caractérisé les surfaces rocheuses, ce qui confère à ces formations un drainage important. Cette caractérisation est peut-être à modifier; une autre alternative est d'adopter pour ce type de surface une valeur du coefficient C3 plus faible de façon à ralentir la vidange sans modifier le bilan d'énergie.

V.5.5.1 SENSIBILITE A L'INCIDENCE DU RAYONNEMENT SOLAIRE

Une simulation a été faite pour tester l'influence de la topographie sur l'ensoleillement des unités de surface. Sur une suggestion de Charles Obled (2001, comm. pers.) nous avons corrigé la valeur du rayonnement solaire en fonction de son angle d'incidence sur le plan horizontal de l'unité de surface. Cette correction n'a pas significativement modifié le résultat du modèle ce qui montre que sa dynamique est gouvernée dans le cadre de notre étude par les processus hydriques plutôt que par les processus thermiques. Cela est sans doute lié au choix de caractériser les surfaces rocheuses à l'aide d'une texture sableuse.

V.6 SYNTHESE DU CHAPITRE

Le schéma de surface ISBA a été adapté au bassin versant de Liviñosa, en considérant un ensemble de 8 unités de surface, chacune constituée d'un type de surface considéré homogène et correspondant à une tranche d'altitude de 300 m.

La prise en compte des effets de l'altitude s'est faite par l'introduction d'un gradient des températures pour l'évaluation de la phase des précipitations, de l'humidité spécifique, de la pression et du rayonnement atmosphérique. La vitesse du vent et le rayonnement solaire sont considérés constants sur le bassin.

Le calage du modèle a été réalisé sur la saison des pluies 1999 – 2000. Les débits observés ont été reproduits avec une assez bonne qualité, tout en confirmant la nécessité de corriger les précipitations observées d'un facteur 1,25, valeur proche des corrections généralement adoptées dans ce type de contexte (Flohn, 1970 ; Larson et Peck, 1974 ; Ribstein et al., 1995a).
La phase de calage a mis aussi en évidence la grande sensibilité du modèle au paramètre de drainage sous-maille (**wdrain**) et dans une moindre mesure à la présence d'un manteau neigeux, contrôlée par la valeur de la température limite adoptée pour le choix de la phase d'une précipitation. Par contre, le modèle semble peu sensible à la valeur du paramètre de ruissellement sous-maille (**b**), ce qui s'explique par les textures de sols utilisées de manière virtuelle pour les surfaces rocheuses qui assurent un drainage rapide, diminuant ainsi l'influence du ruissellement sur les écoulements.
Enfin, l'ajout d'un schéma de routage simple appelé schéma de routage contributif, basé sur la prise en compte du rôle des formations de pente dans le transfert des écoulements, permet d'améliorer significativement la qualité de la simulation.

Finalement, la validation du modèle a été réalisée sur une période postérieure d'une année à la saison de pluies de la période de calage, ce qui a permis de tester le modèle en saison sèche et en saison des pluies. Ne disposant que de peu d'observations fiables, nous n'avons pu conclure avec précision sur la qualité de la simulation. Néanmoins plusieurs indices indiquent que la simulation est en accord avec la dynamique naturelle et que les ordres de grandeur produits, sont vraisemblables.
L'assimilation des surfaces rocheuses à du sable pur pour reproduire leurs caractéristiques hydrologiques apparaît être la principale limite du modèle puisqu'elle est à l'origine du drainage trop rapide en fin de saison des pluies et en période d'étiage. Cependant elle assure du point de vue des volumes, une production d'écoulement satisfaisante.

Cette conclusion positive ne sera cependant pas la seule façon de critiquer la validité du modèle. En effet, nous allons maintenant étendre le schéma décrit sur le sous-bassin de Liviñosa, pour simuler les débits à l'exutoire de notre zone d'étude, Llaullini. Ceci permettra de valider le modèle une deuxième fois avec une méthodologie différente.
La méthode de calage/validation présentée dans ce chapitre peut être qualifiée de méthode «split-sample test» (Klemes, 1986b), puisqu'elle consiste à caler le modèle sur une période donnée et à le valider sur une période différente (cf. I.2.4). C'est la méthode la plus répandue en modélisation hydrologique. Le passage du sous-bassin de Liviñosa à l'ensemble du bassin de Llaullini permet de tester la validité du modèle suivant une méthodologie que l'on peut qualifier de «Proxy-basin test» (Klemes, 1986b), qui est beaucoup moins répandue. L'application de ces deux méthodes permet de valider le schéma utilisé de façon beaucoup plus robuste de manière à appliquer les conclusions de la réflexion actuelle de la communauté scientifique sur la validation des modèles (cf. I.2.3).

CHAPITRE VI : APPLICATION D'ISBA AUX AUTRES SOUS-BASSINS DE LA ZONE D'ETUDE

Nous avons défini sur l'ensemble du bassin de Llaullini, 9 sous-bassins (Figure VI-1), dont les exutoires correspondent à des points d'entrée dans le système hydroélectrique. Ces points d'entrée sont soit des prises d'eau de canal, (sous-bassins Botijlaca_haut (8), Taypikhuchu (6) et Tiquimani (4)), soit des retenues (sous-bassins Liviñosa (9), Plataforma (1), Charquini (2) et Huayna (3). Les sous-bassins Botijlaca (7) et Viscachani (5) participent hydrologiquement au bassin de Llaullini, mais ne contribuent au système hydroélectrique qu'en aval de l'exutoire.

Ce chapitre présente dans un premier temps, l'application d'ISBA à chacun de ces sous-bassins pour simuler leur production hydrologique et, dans un deuxième temps, l'intégration de cette production dans un modèle de transfert prenant en compte les aménagements hydroélectriques afin de simuler l'écoulement effectif à l'exutoire du bassin de Llaullini, entre septembre 1999 et janvier 2001.

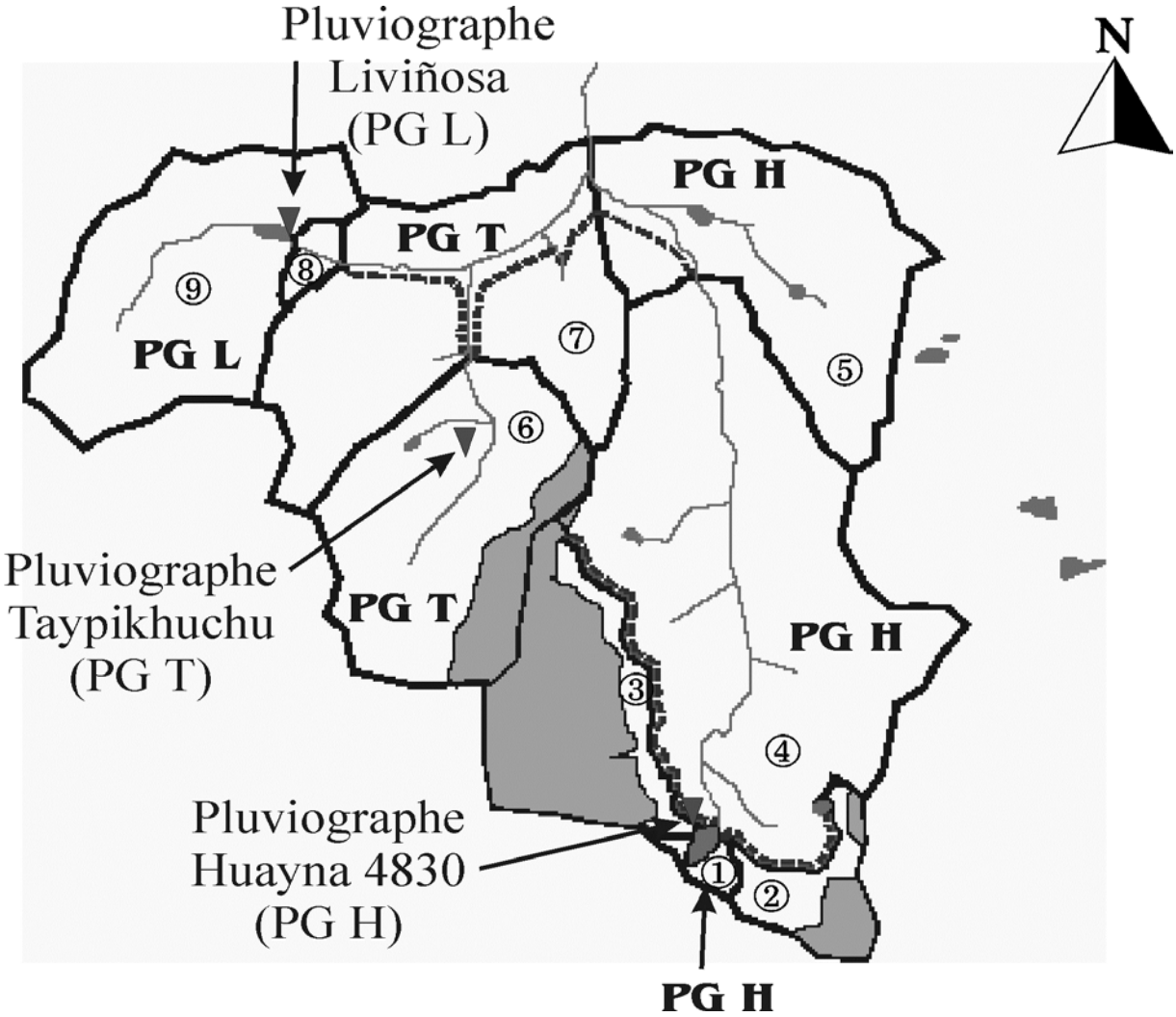


Figure VI-1: Limites des 9 sous-bassins (1: Plataforma; 2: Charquini; 3: Huayna; 4: Tiquimani; 5: Viscachani; 6: Taypikhuchu; 7: Botijlaca; 8: Botijlaca_haut; 9: Liviñosa) définis sur le bassin de Llaullini. Les zones en grisé représentent les surfaces englacées. Les traits pointillés sont les canaux de la Cobee. Chaque sous-bassin est rattaché à un pluviographe (PG L (Liviñosa); PG T (Taypikhuchu) ou PG H (Huayna 4830)) à partir duquel la précipitation est calculée.

VI.1 APPLICATION D'ISBA AU BASSIN DE LLAULLINI

Chaque sous-bassin que nous avons défini est discrétisé en unités de surface (cf. III.2.3), comme le sous-bassin de Liviñosa (cf. V.3.1). Les écoulements des sous-bassins à composante glaciaire Charquini (2) et de Huayna (3), étant totalement captés par les canaux de la Cobee, leur apport au système hydroélectrique sera introduit dans la retenue Zongo à l'aide des débits observés à la sortie de chaque canal. Une simulation sera tout de même réalisée à titre expérimental sur le sous-bassin de Charquini, qui présente une surface rocheuse sur la totalité de sa superficie. La production d'écoulement d'ISBA sur ce type de surface pourra ainsi être discutée par comparaison aux observations disponibles sur le canal Prado qui draine le sous-bassin (cf. VI.1.2.3).

Le sous-bassin de Taypikhuchu fera l'objet d'un traitement particulier puisqu'il contient des surfaces glaciaires. L'apport des glaciers aux écoulements dans le sous-bassin sera estimé (cf. VI.1.2.2) et ajouté à la production simulée par ISBA, avant de l'introduire dans le système hydroélectrique.

VI.1.1 Adaptation du modèle pour l'application à tout le bassin

Les paramètres du modèle ISBA conservent les valeurs que nous leur avons attribuées lors du calage (cf. V.4.1). Il nous faut par contre décrire à nouveau les caractéristiques du forçage météorologique attribué de chacune des unités de surface contenues dans les sous-bassins.
A l'exception de la précipitation, les valeurs du forçage météorologique dépendent de la classe d'altitude de l'unité concernée. Pour déterminer ces valeurs, nous utilisons les données de température, humidité relative, rayonnement solaire et vitesse du vent mesurées à la station météorologique Mevis (Plataforma 4750 m).

L'humidité spécifique, le rayonnement et la pression atmosphérique sont calculés à partir de ces données, en appliquant à la température le gradient avec l'altitude de –6,5°C/km que nous avons utilisé pour le sous-bassin Liviñosa. Le rayonnement solaire et la vitesse du vent sont appliqués de façon homogène à toutes les unités de surface du bassin.

VI.1.1.1 CALCUL DE LA REPARTITION SPATIALE DES PRECIPITATIONS

L'intensité de la précipitation sur une unité de surface donnée dépend d'une part, de la position du sous-bassin où elle se trouve par rapport aux pluviographes disponibles (Figure VI-1) et, d'autre part, de la tranche d'altitude à laquelle elle appartient.
Nous disposons de trois pluviographes sur l'ensemble du bassin dont les enregistrements comportent plusieurs lacunes. Celles-ci ont été complétées en utilisant les corrélations journalières établies entre chacun des appareils (cf. IV.2.1), la dispersion des corrélations à l'échelle demi-horaire étant trop importante. Toutefois, ces reconstitutions n'ont été nécessaires que pour des périodes de faible à très faible précipitation, sauf pour le pluviographe de Liviñosa qui est tombé en panne au cours de la saison des pluies 2000-2001. Pour cette raison, nous n'avons utilisé les données de ce pluviographe que pour le sous-bassin de Liviñosa (9) et pour celui de Botijlaca Haut (8), très proche et de très petite superficie.

Pour les sous-bassins de Botijlaca Haut (7) et de Taypikhuchu (6), nous utilisons le pluviographe situé à l'exutoire de ce dernier. Pour les sous-bassins situés le long de la rivière Zongo: Viscachani (5), Tiquimani (4) et Plataforma (1), nous utilisons les données du pluviographe Huayna 4830.
Nous avons vu précédemment que les enregistrements de ce pluviographe sont perturbés par les chutes de neige (cf. IV.2.1.3) qui faussent les observations de la dynamique journalière des précipitations. Malheureusement, nous ne disposons pas d'autres appareils dans le secteur et les corrélations journalières qu'il présente avec les deux autres pluviographes sont très mauvaises, ce qui nous empêche de corriger les observations des effets des chutes de neige.

Sachant que la perturbation subie par le pluviographe ne dure que quelques heures le matin en cas de chutes de neige nocturne, nous avons décidé d'utiliser quand même ces données en admettant l'hypothèse qu'elle ne perturberont que peu la simulation des écoulements à l'échelle journalière.

Etant donné que nous avons mis en évidence une sous-estimation de la précipitation observée sur le pluviographe de Liviñosa (cf. V.4.3.1), le calcul de la précipitation se fait en corrigeant préalablement les observations des pluviographes d'un facteur 1,25 correspondant à la correction de 25% déterminée lors du calage.

Les précipitations sur une unité de surface sont donc calculées en appliquant aux observations corrigées des trois pluviographes, le gradient mensuel établi à partir des pluviomètres journaliers situés à proximité des usines de la Cobee (cf. IV.2.1.2). Ainsi, les unités de surface situées plus bas que l'altitude à laquelle se trouve le pluviographe qui sert de référence, reçoivent des précipitations plus importantes que celui-ci.
La séparation entre les précipitations solides et liquides se fait en utilisant la température limite fixée à –1,5°C lors du calage.

VI.1.1.2 LE TRANSFERT DES ECOULEMENTS DANS LES SOUS-BASSINS

Nous utilisons la méthode de transfert des écoulements que nous avons appelé "schéma de routage contributif" pour faire circuler l'eau à l'intérieur de chaque sous-bassin. Les règles définies au paragraphe V.4.3.3 sont utilisées pour injecter l'eau en provenance d'une unité donnée dans celle qui se trouve au-dessous, de manière à respecter l'organisation naturelle des écoulements. La Figure VI-2 présente de manière schématique, l'organisation des différents sous-bassins par rapport au système hydroélectrique et le routage entre les différentes unités de surface à l'intérieur de chaque bassin.

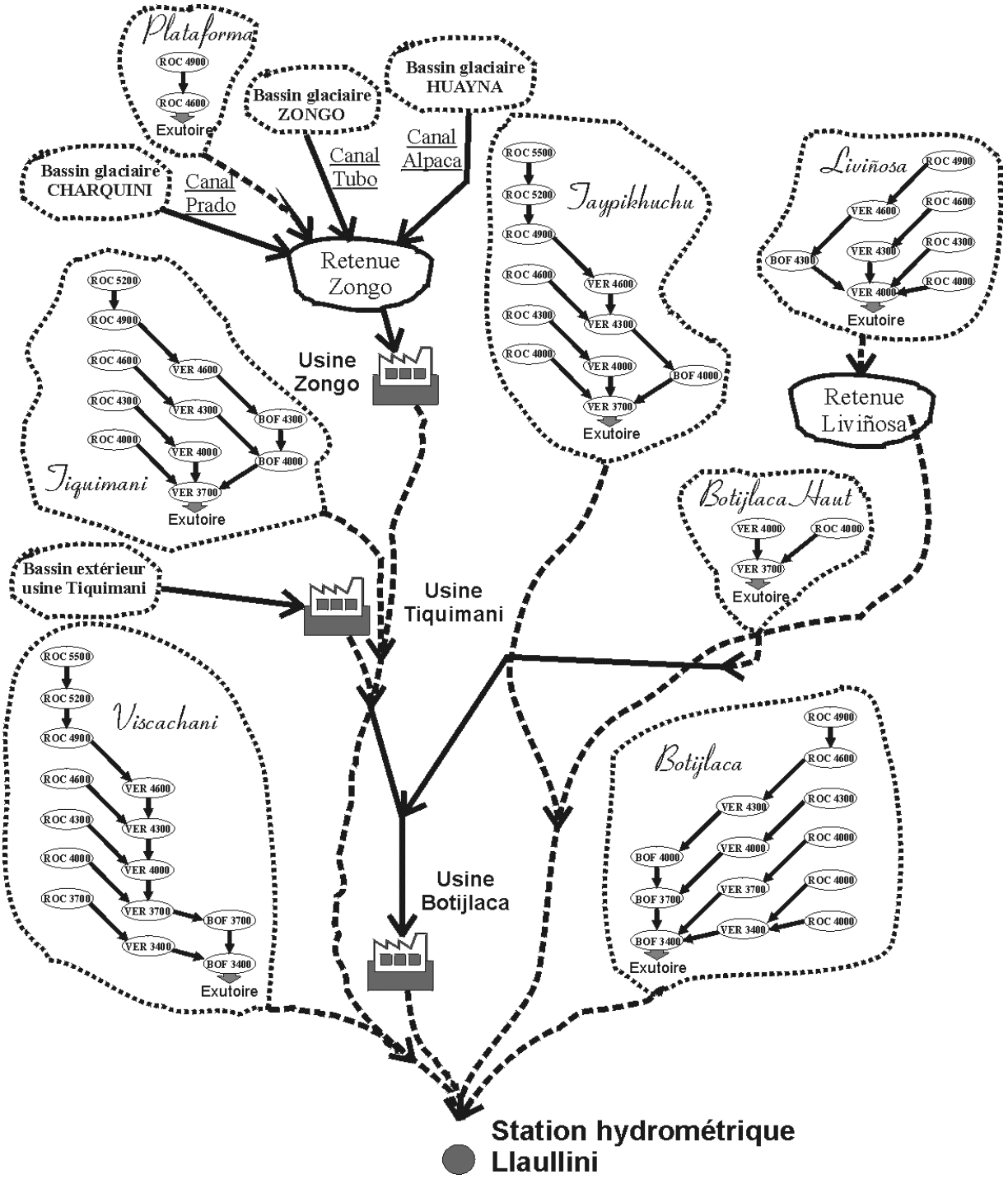


Figure VI-2: Représentation schématisée de la construction choisie pour décrire l'intégration du système naturel et du système hydroélectrique (attention: l'orientation est ici inversée – Nord vers le bas – par rapport à la carte de la Figure VI-1 pour faciliter la lecture). Le routage entre les unités de surface de chaque sous-bassin (ROC: Rocher; VER: Versant ; BOF: Fond de vallée (Bofedal)) suit les règles décrites au paragraphe V.4.3.3. Les traits en pointillés représentent les écoulements en rivière et les traits continus les écoulements dans les canaux.

L'injection de l'eau se fait comme nous l'avons vu au V.4.3.3 dans les deux couches, "racinaire" et "profonde" du sol. Dans la plupart des sous-bassins, excepté celui de Liviñosa, nous avons dû injecter de l'eau dans les surfaces rocheuses dont nous avons décidé de confondre les deux couches du sol pour une description plus réaliste de ce type de surface à l'aide de la paramétrisation proposée dans ISBA (cf. III.2.1). L'injection d'eau dans les surfaces rocheuses se fait par conséquent en totalité dans la couche "racinaire".

VI.1.2 Simulation de l'écoulement naturel hors système hydroélectrique

Nous avons pris comme référence les débits produits par ISBA sur les sous-bassins de Liviñosa pour contrôler la validité de la construction, ceux de Taypikhuchu pour analyser l'influence de la présence d'une surface glaciaire sur les écoulements et finalement ceux de Charquini pour d'analyser le comportement d'ISBA sur les surfaces rocheuses.
La production sur chaque sous-bassin est ensuite cumulée au pas de temps journalier pour visualiser la production simulée sur l'ensemble du bassin de Llaullini, non influencée par les aménagements hydroélectriques. De cette manière, nous pourrons mettre en évidence l'intérêt d'intégrer le schéma dynamique du système hydroélectrique pour simuler au mieux les écoulements observés à l'exutoire du sous-bassin.
La période sur laquelle nous travaillons s'étale entre le 1er septembre 1999 et le 31 janvier 2001. Une mise à l'équilibre du système est réalisée en faisant préalablement tourner le modèle sur une année hydrologique entre septembre 1999 et août 2000 de manière à ce que les conditions initiales de la simulation n'aient pas d'incidence sur le résultat.

VI.1.2.1 DEBITS SIMULES SUR LE SOUS-BASSIN LIVIÑOSA

La Figure VI-3 présente le résultat de la simulation pour Liviñosa où l'on peut vérifier que le modèle reproduit toujours de manière satisfaisante les écoulements sur les périodes où l'on dispose de données. Rappelons que les débits sont observés à l'aval de la retenue Liviñosa, ce qui explique en grande partie les différences observées en saison sèche.

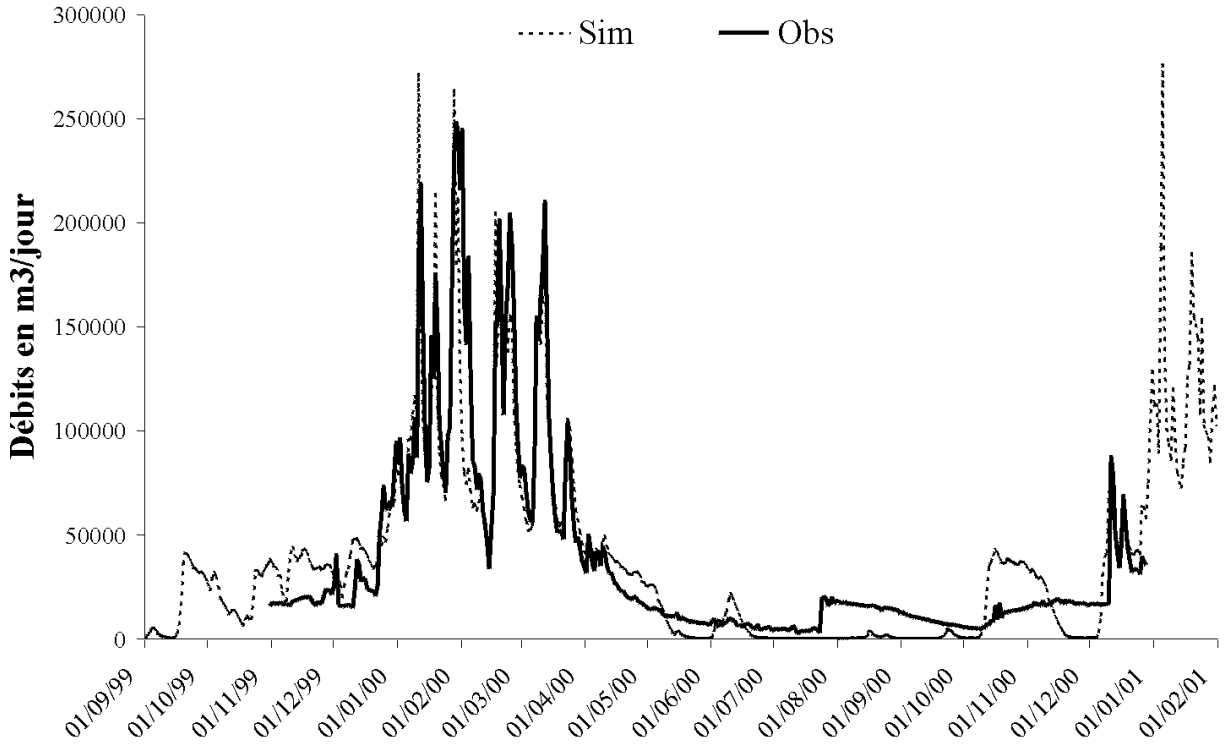


Figure VI-3: Débits simulés et observés à l'exutoire du sous-bassin de Liviñosa pour la période septembre 1999 à janvier 2001.

VI.1.2.2 DEBITS SIMULES SUR LE SOUS-BASSIN TAYPIKHUCHU

Les écoulements du sous-bassin de Taypikhuchu sont contrôlés par une station limnigraphique décrite au paragraphe IV.1.2.1.2.2. Ces écoulements sont d'origine pluvio-nivale mais aussi glaciaire, puisque une partie du glacier qui couvre le massif Huayna Potosi que nous appellerons "glacier Taypikhuchu" dans ce qui suit, se trouve inclus dans le sous-bassin. La superficie estimée par délimitation des contours de cette surface glaciaire sur photo aérienne est de 2,5 km² (Arnaud, communication personnelle).
Lorsque nous appliquons ISBA sur ce sous-bassin, seuls les écoulements d'origine pluvio-nivale sont simulés. Nous ne disposons d'aucune mesure du débit produit par la surface glaciaire, dont les écoulements se mêlent à ceux d'origine pluvio-nivale dans la rivière Taypikhuchu. Pourtant, il nous est nécessaire d'estimer cet apport de manière à l'intégrer dans le système hydroélectrique à l'aval du sous-bassin.

L'exposition du glacier Taypikhuchu est grossièrement la même que celle du glacier Charquini (Figure VI-1) situé à l'est de la retenue Zongo, ce qui confère certainement à ces deux glaciers une dynamique de fonte similaire. Les débits du sous-bassin de Charquini sont captés par le canal Prado, dont un limnigraphe contrôle les écoulements à son arrivée à la retenue Zongo. Malheureusement, la superficie du glacier Charquini ne représente que 10% du sous-bassin qui le contient (Macarez, 1997). Il est donc trop hasardeux d'utiliser les débits observés sur le canal Prado pour estimer ceux du glacier Taypikhuchu.
Le même problème se pose avec le glacier contenu dans le sous-bassin capté par le canal Alpaca qui représente 35% (Macarez, 1997) de la superficie du sous-bassin (ce glacier est, avec le glacier Zongo, englobé dans le sous-bassin appelé Huayna sur la Figure VI-1).

Les écoulements du glacier Zongo sont captés par le canal Tubo Vertedero en tête duquel nous disposons d'un limnigraphe (station Huayna 4830). Ce glacier recouvre 75% de la superficie du sous-bassin capté par le canal. Par conséquent, bien que son exposition sud/sud-est soit opposée à celle du glacier Taypikhuchu, les débits mesurés au limnigraphe Huayna 4830 sont plus représentatifs de la dynamique de fonte glaciaire que ceux des canaux Prado et Alpaca.

Nous avons donc décidé d'utiliser ces débits pour estimer la production d'écoulement du glacier Taypikhuchu. Cette estimation est réalisée très simplement en corrigeant les débits observés au limnigraphe Huayna 4830 du rapport des superficies des zones d'ablation des glaciers Zongo et Taypikhuchu. En effet, seules les zones d'ablation contribuent à l'écoulement dans le sous-bassin. La limite supérieure de la zone d'ablation sur le glacier Zongo fluctue autour de 5200 m au cours de l'année (Wagnon, 1999). Nous adoptons donc cette altitude pour calculer les superficies des zones d'ablation de chaque glacier. Le débit moyen journalier produit par le glacier Taypikhuchu est alors estimé à l'aide de l'équation suivante:

$$Q_{glaceTaypikhuchu} = Q_{Huayna4830} \times \frac{Superficie_{AblationTaypikhuchu}}{Superficie_{AblationZongo}} \qquad \textit{VI-1}$$

où Q est exprimé en m^3/s, et les superficies d'ablation des glaciers Zongo = 0,8 km² et Taypikhuchu = 1,1km² sont estimées très approximativement à cause de la qualité moyenne des photos aériennes disponibles.

On obtient alors une série de débits moyens journaliers qui ajoutés aux débits produits par ISBA sur le sous-bassin peuvent être comparés aux débits observés à la station limnigraphique Taypikhuchu (Figure VI-4).

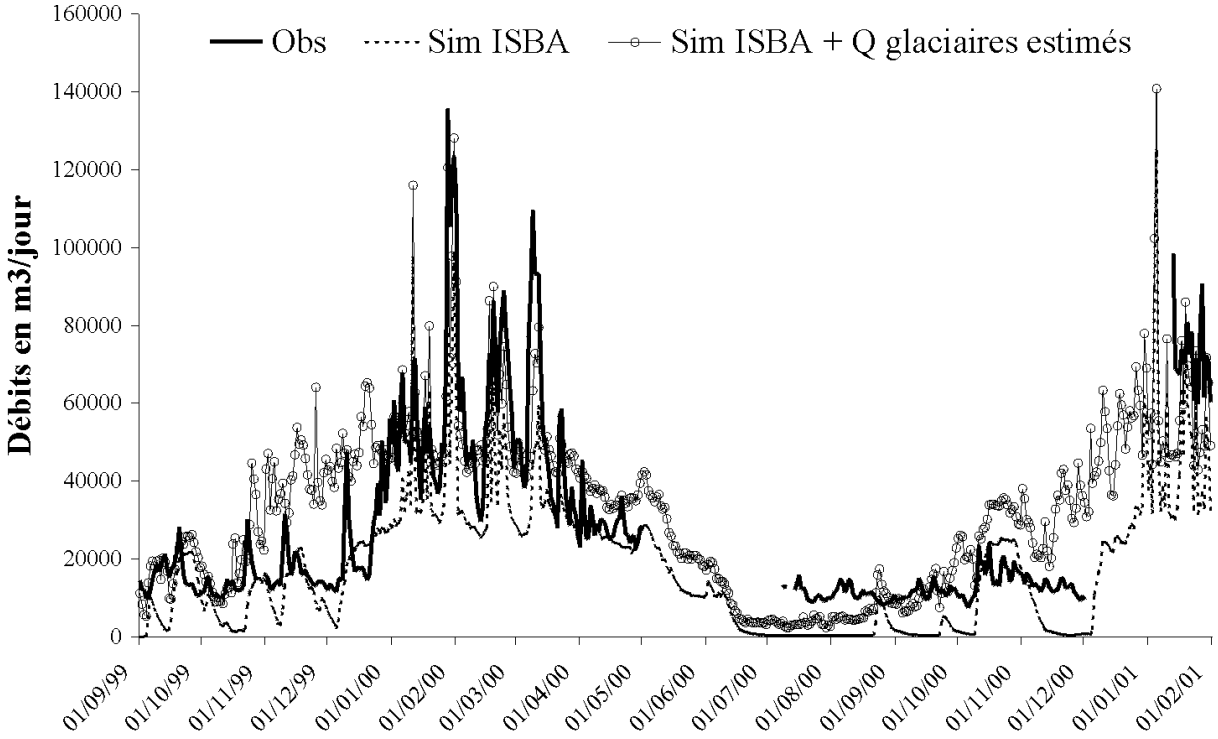


Figure VI-4: Débits observés, simulés par ISBA et ajoutés aux débits d'origine glaciaire estimés sur le sous-bassin de Taypikhuchu.

On observe que les débits simulés par ISBA reproduisent relativement bien la dynamique du sous-bassin dans sa composante pluvio-nivale. L'écart avec les observations dû à la composante glaciaire est significativement visible au cours de la saison sèche et entre les crues. En ajoutant les débits estimés à partir des débits du glacier Zongo, on pallie à ce déficit dans une certaine mesure. Le résultat surestime toutefois les débits produits en début de saison des pluies et ne les maintient pas à la hauteur des débits observés au cours de la saison sèche.

Le sous-bassin de Taypikhuchu représente 10% de la superficie totale du bassin de Llaullini. Par conséquent, l'erreur introduite par la surestimation du débit de Taypikhuchu en début de la saison des pluies ne sera pas très importante au regard des débits observés à l'exutoire de Llaullini.

VI.1.2.3 DEBITS SIMULES SUR LE SOUS-BASSIN CHARQUINI

Le sous-bassin de Charquini, entièrement composé de surfaces rocheuses dont les sommets sont coiffés par une petite calotte glaciaire qui donne son nom au sous-bassin, produit des écoulements qui sont captés par le canal Prado pour être acheminés vers la retenue Zongo. Une station limnigraphique automatique a été placée à l'arrivée du canal et fournit des observations des débits sur notre période d'étude (cf. VI.2.2.2.1). En tête du canal, une petite retenue appelée *Mamankota* permet un stockage réduit des écoulements. Ceux-ci sont relâchés en fin de saison sèche, provoquant une augmentation des débits que l'on observe clairement pour les mois de septembre 1999 et 2000 sur la Figure VI-5.

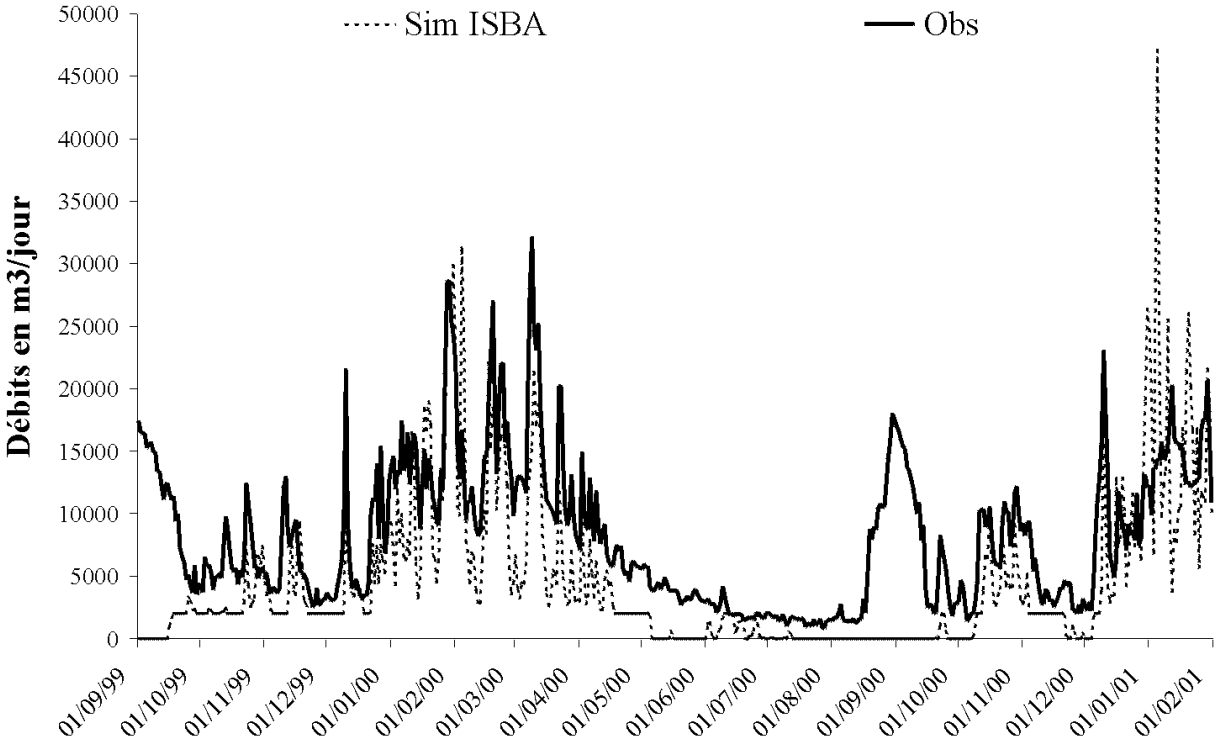


Figure VI-5: Débits observés à la sortie du canal Prado et simulés par ISBA sur le sous-bassin de Charquini.

La comparaison des débits simulés par ISBA et des observations sur ce sous-bassin (Figure VI-5), permet de visualiser de quelle manière le modèle produit des écoulements sur les surfaces rocheuses qui sont les plus difficiles à décrire du point de vue de la paramétrisation du modèle.

Nous remarquons dans un premier temps que le modèle simule des écoulements qui sont de manière générale inférieurs aux observations. Les deux pics de débit des mois de septembre ne peuvent être simulés puisqu'ils résultent de la vidange de la retenue. Néanmoins, si nous les répartissons mentalement de manière homogène sur l'année, ils accentuent le caractère déficitaire des débits simulés par ISBA.

Rappelons que les données à partir desquelles sont calculées ces précipitations proviennent du pluviographe Huayna 4830, qui, comme nous l'avons vu plus haut, peut être perturbé par les chutes de neige nocturnes. Le fait que le modèle simule correctement l'occurrence des crues montre que cette perturbation n'a que peu de conséquences au pas de temps journalier.

La présence des glaciers explique certainement une partie du déficit observé car ils produisent un débit qui doit être faible vu leur superficie réduite (0,3 km²), mais qui alimente le canal de manière régulière au cours de l'année. Etant donné que ce glacier est exposé au nord et que son sommet se trouve à 5400 m, nous pouvons estimer le débit qu'il produit de la même manière que pour Taypikhuchu en considérant que l'ensemble du glacier est en zone d'ablation. Ajoutée au débit produit par ISBA, cette estimation permet de retrouver des ordres de grandeur très comparables aux observations en saison sèche (Figure VI-6), ce qui prouve que le caractère déficitaire de la production d'écoulement simulée par ISBA est lié à la présence du glacier.

Les débits simulés sur ce sous-bassin ne seront pas introduits dans le système hydroélectrique pour ne pas introduire de nouvelles données estimées. Les débits observés dans le canal representeront l'apport de ce sous-bassin aux ecoulements de l'ensemble du bassin de Llaullini.

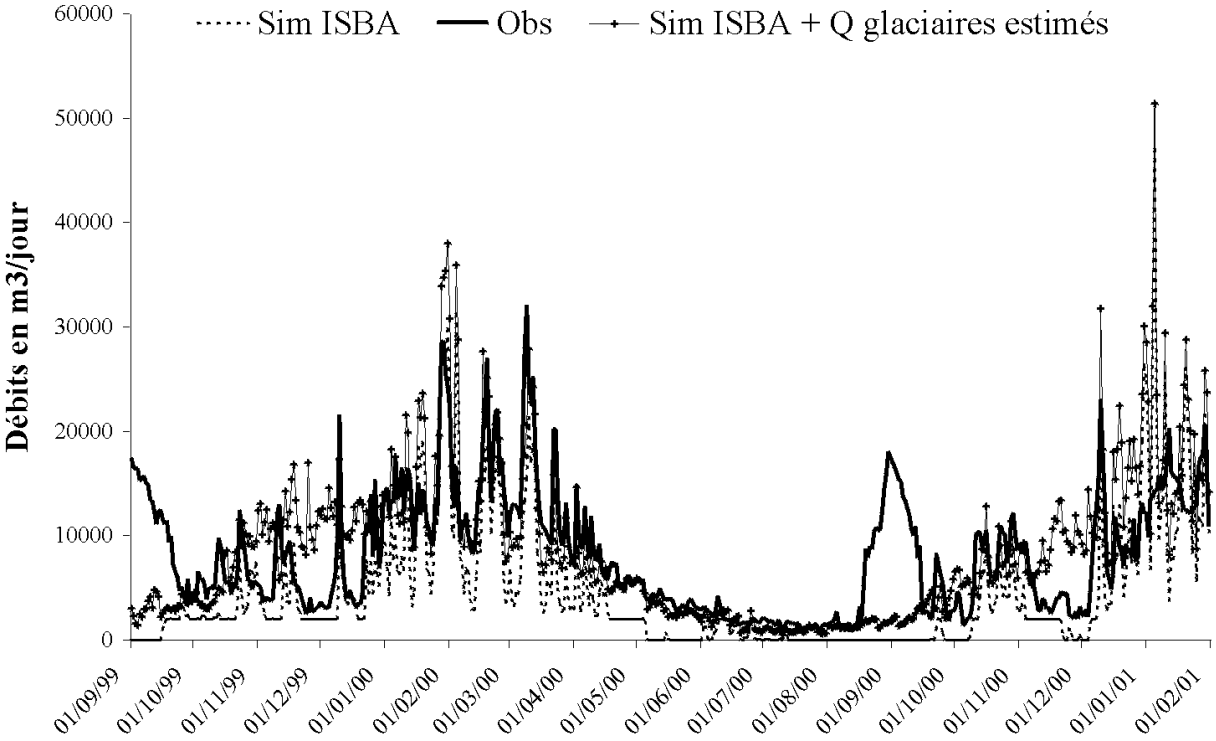


Figure VI-6: Visualisation de l'apport du glacier Charquini, estimé à partir de se surface d'ablation et des débits du glacier Zongo, aux écoulements dans le canal Prado.

La courbe des débits simulés sur ce sous-bassin permet de décrire, de façon particulièrement démonstrative, le mécanisme de drainage sous-maille d'ISBA présenté au paragraphe III.1.2.3.1.1. Nous pouvons observer qu'en début de simulation le modèle ne produit aucun débit. Ceci est logique puisque que la simulation débute à la fin de la saison sèche et que les caractéristiques du sol dans ISBA ont été mises à l'équilibre en faisant une simulation à vide sur une année. Au bout de quelques jours nous observons que le débit augmente brusquement pour atteindre un pallier que l'on retrouve plus tard à plusieurs reprises et qui correspond à une production d'écoulement constante. Ce palier est en fait provoqué par la mise en route du drainage sous-maille qui fournit un débit constant et qui se déclenche lorsque les premières pluies alimentent le sol et augmentent son contenu en eau. De la même manière à la fin de la saison des pluies, la production qui était constante tant que le contenu en eau du sol était compris entre la capacité au champ et le contenu en eau limite fixé au cours du calage du modèle (cf. V.4.1.3), cesse brusquement parce que le sol devient trop sec.

Il est à noter dans les trois exemples de résultats des simulations présentés plus haut, que les ordres de grandeur des crues sont généralement bien reproduits, ce qui suggère que la correction de 25% appliquée aux précipitations mesurées par les pluviographes est réaliste.

VI.1.2.4 DEBITS SIMULES SUR L'ENSEMBLE DU BASSIN LLAULLINI

L'ensemble des débits simulés sur les différents sous-bassins présentés à la Figure VI-2 sont maintenant cumulés au pas de temps journalier pour être comparés aux débits observés à l'exutoire (Figure VI-7).

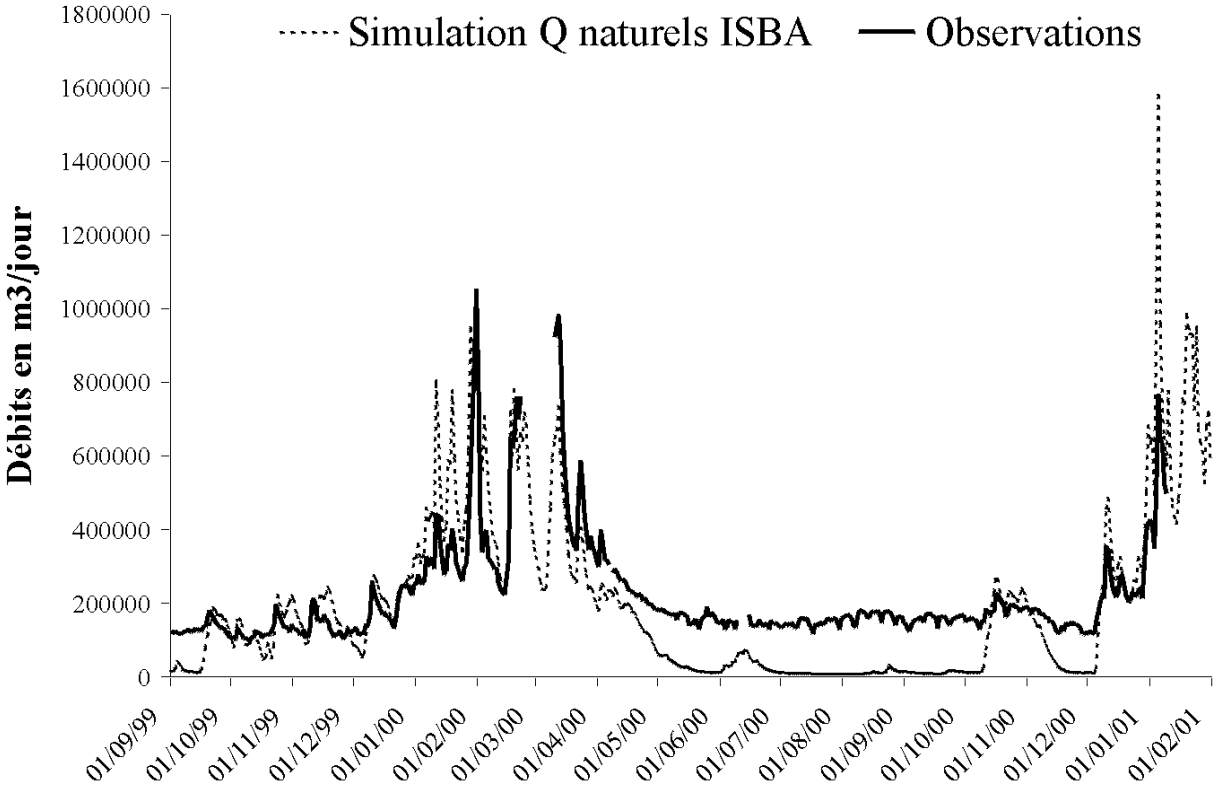


Figure VI-7: Débits simulés sur les 7 sous-bassins naturels du bassin de Llaullini, cumulés pour comparaison avec les débits observés à son exutoire.

Nous remarquons qu'ici aussi, les ordres de grandeur des débits simulés sont très proches des observations au cours de la saison des pluies, sauf en début de saison où certaines crues sont surestimées. Ceci devrait être corrigé lors de l'introduction des débits simulés sur chaque sous-bassin dans le système hydroélectrique, puisque les premières pluies sont utilisées pour le remplissage des retenues du système. Au cours de la saison sèche on observe à nouveau un déficit significatif qui sera lui aussi corrigé par les apports glaciaires et les lâchers d'eau stockée dans les retenues par la Cobee.

Cette figure montre le caractère régulateur des installations hydroélectriques qui maintiennent un débit constant dans la rivière au cours de la saison sèche pour assurer la production électrique. Elles sont aussi certainement responsables du fait que les crues simulées par ISBA en début de saison des pluies ne soient pas observées à l'exutoire. Par exemple, la crue simulée au début du mois de janvier 2001 qui correspond à des journées de fortes précipitations, est certainement écrêtée par les retenues, ce qui explique qu'elle ne soit pas visible sur les observations. Cette crue que l'on retrouve par exemple sur la Figure VI-6 n'est pas non plus observée à l'exutoire du canal Prado, probablement écrêtée par la petite retenue Mamankota.

En conclusion, les différents exemples présentés montrent que la simulation des écoulements naturels d'ISBA est très correcte notamment au cours des saisons des pluies. Pour ce qui concerne les saisons sèches, la prise en compte du rôle du système hydroélectrique devrait nous permettre de nous rapprocher significativement des observations.

VI.2 INTEGRATION DES DEBITS SIMULES DANS LE SYSTEME HYDROELECTRIQUE

Nous avons présenté au chapitre II l'organisation générale du système hydroélectrique dans le bassin de Llaullini. Nous allons maintenant décrire la construction de ce système à l'aide de Vensim® (Ventana Systems Inc., 1997), un outil qui permet de simuler le fonctionnement des systèmes dynamiques.

VI.2.1 Présentation de Vensim® et de la dynamique des systèmes

Cette présentation succincte est largement inspirée de la thèse de Kositsakulchai (2001) à laquelle le lecteur intéressé est invité à se reporter pour de plus amples explications.

On peut assimiler Vensim® à un langage de modélisation qui fournit des outils de base de construction des modèles, ainsi que des outils d'analyse et de validation aussi bien des structures des modèles que des résultats. L'environnement de construction qu'il propose est bien adapté à la représentation des systèmes de flux d'eau et permet de ce fait de réduire le temps nécessaire au développement du modèle.
Il se base sur la dynamique des systèmes, méthode fondée par Forrester (1968), qui définit les systèmes comme des ensembles de variables interconnectées qui s'influencent mutuellement et évoluent dans le temps.

Vensim® ou des outils similaires de la dynamique des systèmes (Stella®, PowerSim®), ont dèjà été appliqués pour des modélisations intégrées des ressources en eau (Colas, 1991 ; Lee, 1993 ; Simonovic et al., 1997 ; Caballero, 1998 ; Chevallier et al., 1999 ; Fourcade, 2001).

VI.2.2 Construction du système hydroélectrique

La description précise de la méthode de construction du système hydroélectrique à l'aide de Vensim® est présentée dans le mémoire de DEA de Caballero (1998). Nous présentons ici l'adaptation de ce système à la simulation des écoulements à l'exutoire du bassin de Llaullini et nous justifions les stratégies de construction adoptées face aux priorités de la gestion de l'eau dans le système hydroélectrique.

Dans le bassin de Llaullini, nous avons divisé l'ensemble des aménagements hydroélectriques en trois systèmes:

1. Le système Zongo, composé de la retenue Zongo, de l'usine Zongo et des trois canaux d'apport des écoulements des bassins glaciaires (Prado, Alpaca, Tubo Vertedero)
2. Le système Botijlaca, composé des usines Botijlaca et Tiquimani et du canal Botijlaca
3. Le système Taypikhuchu/Liviñosa, contenant la retenue Liviñosa et les canaux Liviñosa et Taypikhuchu.

La hiérarchisation et les relations entre ces trois systèmes se fait de la manière suivante (Figure VI-8):
L'eau produite dans le système Zongo est stockée dans la retenue Zongo qui alimente l'usine. Les écoulements sortants de ce système sont les débits turbinés à l'usine et les débordements de trop plein de la retenue.
Ces écoulements sont injectés dans le système Botijlaca où ils rejoignent ceux produits par le sous-bassin de Tiquimani ainsi que ceux qui sortent de l'usine Tiquimani, transférés depuis les lacs de Guaraguarani, Taipicota et Hatilata, situés à l'extérieur de la vallée du Zongo.
Ensuite, ils sont ajoutés à ceux qui proviennent du système Taypikhuchu/Liviñosa par l'intermédiaire des canaux Botijlaca et Hankohuma pour alimenter l'usine Botijlaca.

Finalement, l'eau turbinée à l'usine Botijlaca ainsi que les débordements au niveau des diverses prises d'eau sur les rivières et les écoulements produits sur les sous-bassins Viscachani et Botijlaca, non captés par le système hydroélectrique à ce niveau, se retrouvent à l'exutoire de Llaullini.

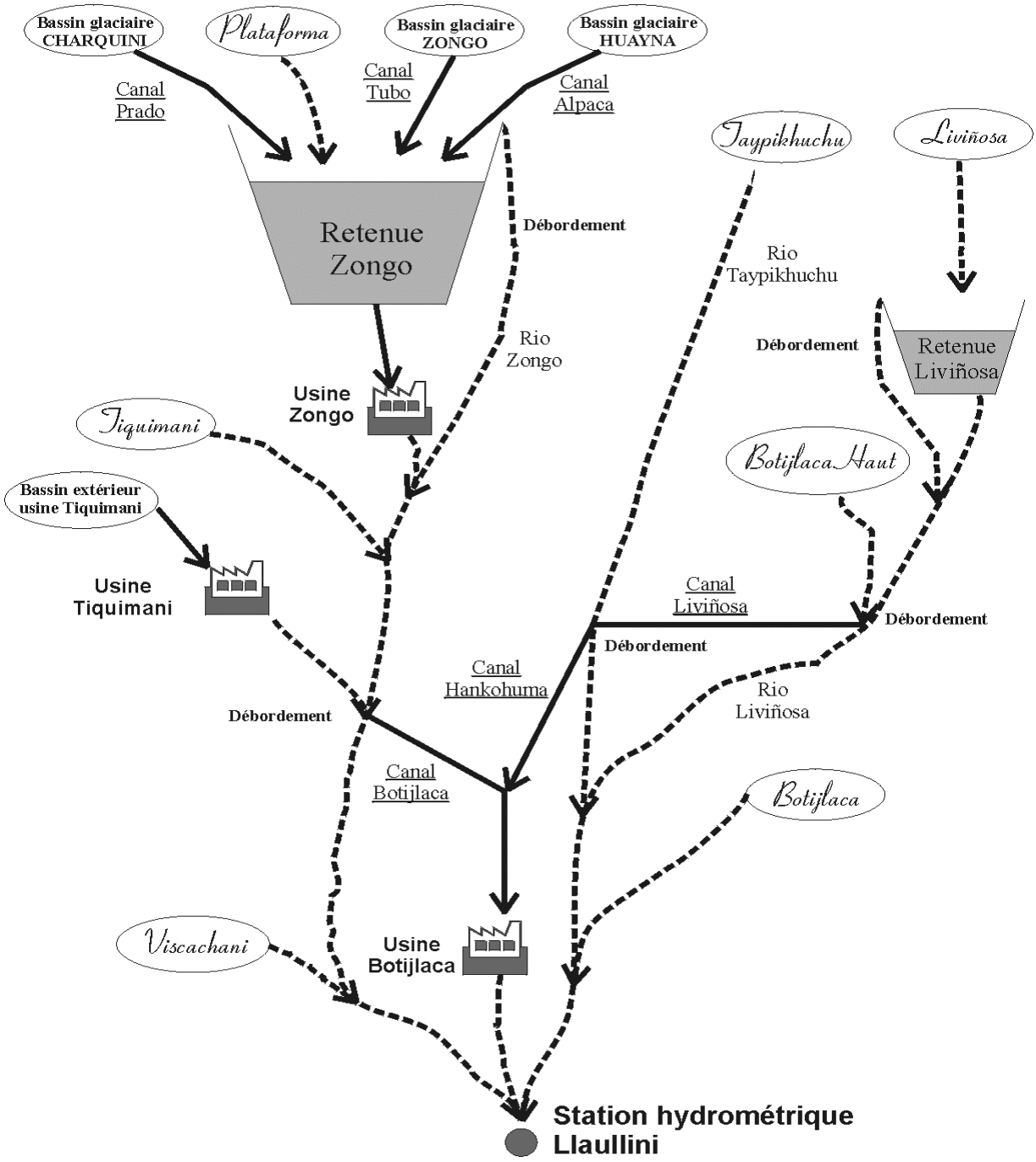


Figure VI-8: Organisation schématique des écoulements dans le système hydroélectrique. Les lignes en pointillés représentent les écoulements en rivière et les traits pleins les écoulements en canalisation à surface libre ou en conduites forcées. Les entrées notées en script sont les sous-bassins sur lesquels ISBA a été appliqué. Les entrées en gras sont des bassins dont la production d'écoulement est directement introduite dans le modèle à partir des observations.

VI.2.2.1 PRINCIPAUX ELEMENTS DU SYSTEME HYDROELECTRIQUE

VI.2.2.1.1 Les retenues

Les retenues, éléments centraux de la gestion de la ressource, sont représentées dans Vensim® par des variables d'état, dont la valeur correspond au volume d'eau qu'elles contiennent et auxquelles nous devons attribuer une valeur initiale.

Le niveau de remplissage d'une retenue varie au pas de temps journalier en fonction:

- des apports en eau simulés par ISBA ou observés à la sortie des canaux lorsqu'on a affaire à des sous-bassins à composante glaciaire
- de l'apport de la pluie qui tombe directement sur le plan d'eau
- des volumes d'eau extraits pour être "turbinés" (injectés dans une conduite forcée à la base de laquelle se trouvent les turbines, que la chute de l'eau permet de faire tourner pour produire de l'électricité)
- du taux d'évaporation à la surface de la retenue

Un volume d'eau maximal affecté à la retenue permet de calculer le débordement lorsque celle-ci est pleine.

Dans le système que nous étudions, seules les retenues de Zongo (3 500 000 m^3) et de Liviñosa (538 000 m^3) sont décrites car elles ont un rôle saisonnier. Elles permettent de stocker de l'eau au cours de la saison des pluies pour la relâcher pendant la saison sèche. Les autres retenues du bassin sont des réservoirs moins importants (inférieurs à 250 000 m^3) et sont utilisés ponctuellement ou bien pour la gestion de l'eau à l'échelle horaire.

VI.2.2.1.2 Les usines hydroélectriques

Les usines hydroélectriques contenues dans le bassin de Llaullini sont les éléments du système hydroélectrique qui fixent les priorités en terme de gestion de l'eau. Notre application est construite de telle manière que les usines soient toujours alimentées pour garantir la production électrique qu'elles affichent au cours de notre période d'étude.

Le bassin de Llaullini en contient trois qui sont par ordre d'altitude décroissante, l'usine Zongo (4650 m; 10 MWatt de puissance effective(P_{ef})), l'usine Tiquimani (3889 m; 9,6 MWatt de P_{ef}) et l'usine Botijlaca (3492 m; 6,6 MWatt de P_{ef}). Elles constituent la tête de l'ensemble des usines du système hydroélectrique de la Cobee, placées en cascade dans la vallée du Zongo et dont la dernière se situe à moins de 1000 m d'altitude (Annexe H).

Parmi ces trois usines, deux d'entre elles, Zongo et Botijlaca, ont une influence sur la gestion de l'eau dans la construction de notre modèle. La troisième, la retenue Tiquimani, permet un apport d'eau stockée dans les retenues Guaraguarani, Hatilata et Taipicota, situées dans la vallée du Rio Tiquimani et qui ne sont pas connectées naturellement avec celle du Rio Zongo. Les débits turbinés à cette usine permettent donc de prendre en compte l'apport de ces écoulements extérieurs à la vallée, aux débits mesurés à l'exutoire de notre bassin.

L'usine Zongo est alimentée avec l'eau de la retenue Zongo. L'usine Botijlaca est alimentée par les débits turbinés des usines Zongo et Tiquimani ainsi que par les écoulements produits en amont des canaux Botijlaca, Hankohuma et Liviñosa (Figure VI-8). La retenue Liviñosa, qui est la plus importante de l'ensemble des petites retenues que l'on trouve dans les sous-bassins de Taypikhuchu et Liviñosa, participe à son alimentation en fin de saison sèche (Figure V-27).
Notre modèle doit permettre d'assurer la production d'électricité dans les usines. Les flux entrants dans les retenues ou dans les prises d'eau qui alimentent les usines sont soit observés, soit simulés à l'aide d'ISBA.

La comparaison avec les observations de la variation simulée du niveau de remplissage des retenues Zongo – dans le cas de l'usine Zongo – et Liviñosa – dans le cas de l'usine Botijlaca – permettent de juger de la qualité de la modélisation.

VI.2.2.1.3 Les canaux

Il existe dans le bassin de Llaullini, 7 canaux à surface libre. Leur rôle est de transporter l'eau vers les retenues (canaux Prado, Alpaca, Tubo) ou d'amener l'eau captée par les prises d'eau sur les rivières vers les conduites forcées des usines (canaux Botijlaca, Hankohuma et Liviñosa) (Figure VI-8).
Le septième (Tiquimani) rempli la même fonction que les trois précédents, mais il est un peu plus complexe dans sa construction puisque comportant deux tunnels à surface libre pour traverser la montagne et un siphon où l'écoulement se fait en charge.

Dans notre modèle les trois premiers canaux cités n'interviendront que comme vecteurs des débits observés à leur sortie (cf. VI.2.2.2). Les trois suivants auront par contre un impact sur la gestion de l'eau car ils ne pourront transporter que des volumes d'eau inférieurs à leur capacité volumique maximale, déterminée par jaugeages et extrapolations en fonction de leur géométrie (cf. VI.2.2.3). Dans le cas de Tiquimani, on considère que, faute de plus d'information puisque la station installée initialement a disparu prématurément (cf.IV.1.2.1.2.4), les débits turbinés à l'usine représentent les apports extérieurs au bassin.

VI.2.2.2 LE SYSTEME ZONGO

Le principal enjeu de la simulation pour ce système consiste à reproduire la variation du niveau de remplissage de la retenue Zongo. En effet, nous disposons d'observations qui permettent de quantifier les principaux flux entrants et sortants de la retenue (débits amenés par les canaux, débits turbinés par l'usine). Les flux restants englobent les apports du petit sous-bassin versant de Plataforma (1 km²), l'eau de pluie tombant directement sur le plan d'eau et l'eau qui s'en évapore. Ces derniers constituent des flux de moindre importance que les premiers du fait de la petite taille du sous-bassin Plataforma et de la relativement faible superficie du plan d'eau (0,2 km²).

Nous allons dans un premier temps déterminer les volumes d'eau apportés à la retenue Zongo par les canaux Prado, Alpaca et Tubo. Ces trois canaux transportent respectivement les eaux des sous-bassins Charquini (3 km²), Alpaca (6 km²) et Zongo (3 km²), qui contiennent tous des surfaces glaciaires dont les superficies approximatives sont de 0,3 km² pour Charquini (Macarez, 1997), 3,1 km² pour Alpaca (Arnaud, comm. pers.) et 2,1 km² pour Zongo (Leblanc et al., 2000).

Divers systèmes de contrôle des débits sont utilisés sur ces canaux. La Cobee mesure deux fois par jour depuis 1973 la hauteur d'eau au droit d'échelles placées à l'arrivée des canaux à la retenue. Plus récemment, des stations limnigraphiques du type Limni 92 ont été installées par les chercheurs de l'IRD (Tamayo, 1996 ; Macarez, 1997 ; Berthier, 1998), de manière à contrôler les débits tout au long de la journée.

Nous allons utiliser ces données pour alimenter la retenue Zongo pendant notre période d'étude qui va du 1er septembre 1999 au 31 janvier 2001. Les données sont en grande partie extraites des enregistrements limnigraphiques des stations automatiques, mais les cotes mesurées sur les échelles de la Cobee ont été utilisées ponctuellement pour combler des lacunes survenues lors de pannes ou de vols de matériel, comme dans le cas de la station située sur le canal Alpaca.
Nous détaillons ci-après la démarche adoptée pour combler les lacunes et construire une série de débits cohérente pour chacun des canaux.

VI.2.2.2.1 Le canal Prado

Le canal Prado possède des enregistrements limnigraphiques sur pratiquement toute la période d'étude. Grâce à la courbe d'étalonnage établie par Tamayo (1996), nous pouvons calculer les débits journaliers correspondant à ces enregistrements (Figure VI-9). Pour combler les lacunes résiduelles, nous allons utiliser les relations établies par Berthier (1998), permettant de calculer le débit moyen journalier dans le canal, à partir des débits instantanés correspondant aux lectures biquotidiennes à l'échelle de la Cobee.
L'équation de la courbe d'étalonnage qui relie la hauteur d'eau relevée à l'échelle Cobee au débit instantané est la suivante:

$$VI\text{-}2 \quad Q = 0{,}161 \times H^{1{,}3522}$$

Avec H : hauteur d'eau lue à l'échelle Cobee en mm et Q le débit en l/s.
Les lacunes des relevés de hauteur d'eau biquotidiens provoquent des lacunes dans la série des débits instantanés calculés. Pour combler ces lacunes de manière à calculer les débits moyens journaliers, des corrélations multiples avec les débits de la veille et du lendemain ont été réalisées.
Ainsi les débits instantanés correspondant aux lectures du matin (7 h) peuvent être calculés à l'aide de l'équation suivante:

$$VI\text{-}3 \quad Q_{7hjour} = 0{,}339 \times Q_{7hjour-1} + 0{,}147 \times Q_{15hjour-1} + 0{,}4 \times Q_{7hjour+1} + 1{,}0759$$

avec $R^2 = 0{,}84$ (n = 529) et Q en l/s.
Les débits instantanés correspondant aux lectures du soir se calculent à l'aide de l'équation suivante:

$$VI\text{-}4 \quad Q_{15hjour} = 0{,}339 \times Q_{7hjour-1} + 0{,}147 \times Q_{15hjour-1} + 0{,}4 \times Q_{7hjour+1} + 1{,}0759$$

avec $R^2 = 0{,}75$ (n = 517) et Q en l/s.

Au total, trois lacunes ont été comblés le matin et 14 l'après-midi sur notre période d'étude. cela nous a permis de comparer les débits journaliers reconstitués à partir des relevés des échelles Cobee (Q Cobee), aux débits journaliers calculés à partir des enregistrements du limnigraphe (Q limni) (Figure VI-9).

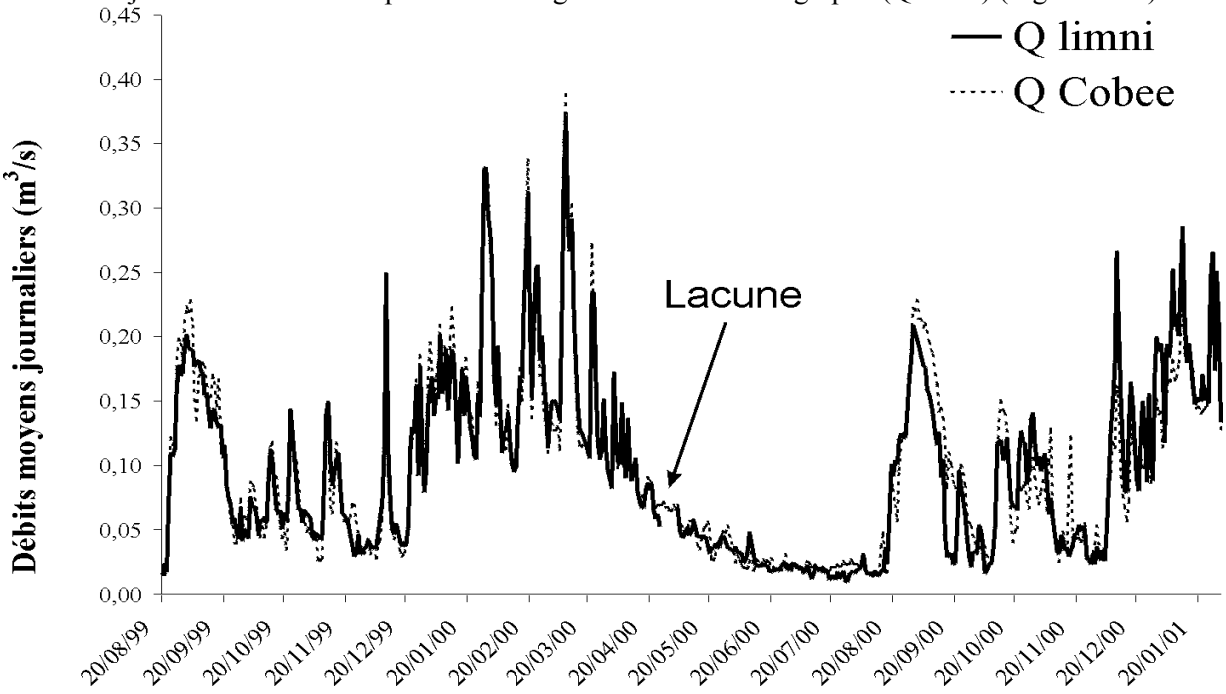


Figure VI-9: Comparaison des débits moyens journaliers obtenus à partir des enregistrements limnigraphiques (Q Limni) et ceux obtenus à partir des relevés journaliers à l'échelle Cobee (Q Cobee). Ces derniers seront utilisés pour combler les lacunes de la série Q Limni.

Au vu de l'adéquation entre les deux séries de débits, nous avons décidé de combler les lacunes sur la série des débits Q Limni avec les débits de la série Q Cobee. Nous disposons ainsi d'une série de débits complète pour le canal Prado entre le 1er septembre 1999 et le 31 janvier 2001. Remarquons au passage le pic de débits observé pendant les mois de septembre, conséquence de la vidange de la petite retenue Mamankota située en tête du canal, que nous ne considérons pas dans notre description du système hydroélectrique à cause de sa petite taille (230 000 m3).

VI.2.2.2.2 Le canal Alpaca

Un limnigraphe a été installé sur le canal Alpaca en octobre 1997 par Macarez, 1997, malheureusement il a été volé fin novembre 1999. Nous ne disposons donc pour la période étudiée des débits moyens journaliers qu'entre le 1er septembre et le 23 novembre 1999.

Il existe depuis 1973, une échelle installée sur le canal à une dizaine de mètres avant son exutoire dans la retenue Zongo. A l'instar des autres échelles, les hauteurs d'eau y sont relevés deux fois par jour (7h, 15h). La relation entre ces hauteurs d'eau et les débits instantanés correspondants (Annexe I) permet de calculer ces derniers le matin et le soir pendant l'ensemble de notre période d'étude. Une fois que la série des débits instantanés a été construite, nous avons comblé les lacunes correspondant à des jours où les observateurs n'ont pas effectué leur relevé, en calculant une corrélation multiple avec les débits instantanés de la veille et ceux du lendemain. La corrélation multiple nous a ainsi permis d'établir la relation suivante pour reconstituer les débits instantanés manquants:

- Pour les débits de 7 h du matin:

VI-5 $$Q_{7h,j} = 0{,}448 \times Q_{7h,j-1} + 0{,}128 \times Q_{15h,j-1} + 0{,}398 \times Q_{7h,j+1} - 0{,}76$$

Avec $R^2 = 0{,}87$ (n = 528) et Q en l/s. 3 lacunes ont été comblées avec cette relation.
Pour les débits de 15h:

VI-6 $$Q_{15h,j} = -0{,}288 \times Q_{7h,j-1} + 0{,}482 \times Q_{15h,j-1} + 0{,}742 \times Q_{7h,j+1} + 4{,}72$$

Avec $R^2 = 0{,}59$ (n = 517) et Q en l/s. 16 lacunes ont été comblées avec cette relation.

La qualité de la section du canal au niveau de l'échelle a été critiquée dans des travaux précédents (Macarez, 1997; Berthier, 1998). Nous devons donc garder à l'esprit que les débits obtenus sont de qualité douteuse. Nous les utilisons néanmoins, faute d'autre source de données, de façon combinée avec les débits instantanés calculés au niveau du déversoir du canal Tubo Vertedero, pour reconstituer les débits au niveau de la section du limnigraphe volé. Berthier (1998) a établi une corrélation multiple entre les débits instantanés calculés au niveau des échelles des canaux Alpaca et Tubo et les débits au niveau du limnigraphe.
Il a obtenu la relation suivante:

VI-7 $$Q_j = 0{,}31 \times Q_{Tubo,7h,j} + 0{,}17 \times Q_{Alpaca,7h,j} + 0{,}24 \times Q_{Tubo,15h,j} + 0{,}17 \times Q_{Alpaca,7h,j+1} + 28{,}51$$

Avec $R^2 = 0{,}76$ (n = 143) et Q en l/s.

Nous devons donc calculer les débits instantanés correspondant aux relevés biquotidiens des hauteurs d'eau à l'échelle du déversoir du Tubo Vertedero. Ceci est réalisé à l'aide de la courbe d'étalonnage établie au niveau du déversoir (Annexe I). Les lacunes rencontrées sont comblées de la même manière que pour le canal Alpaca.

- Pour les débits de 7 h du matin:

VI-8 $$Q_{7h,j} = 0{,}459 \times Q_{7h,j-1} + 0{,}037 \times Q_{15h,j-1} + 0{,}448 \times Q_{7h,j+1} - 1{,}247$$

Avec $R^2 = 0{,}77$ (n = 523) et Q en l/s. 4 lacunes ont été comblées avec cette relation.
Pour les débits de 15h:

VI-9 $$Q_{15h,j} = -0{,}103 \times Q_{7h,j-1} + 0{,}749 \times Q_{15h,j-1} + 0{,}453 \times Q_{7h,j+1} + 75{,}77$$

Avec $R^2 = 0{,}62$ (n = 517) et Q en l/s. 16 lacunes ont été comblées avec cette relation.
Une fois que les séries de débits instantanés sont complétées, nous pouvons reconstituer les débits au niveau du limnigraphe à l'aide de l'équation *VI-7*. La Figure VI-10 montre que les débits reconstitués sont surestimés par rapport à la série des débits observés par le capteur limnigraphique avant d'être volé.

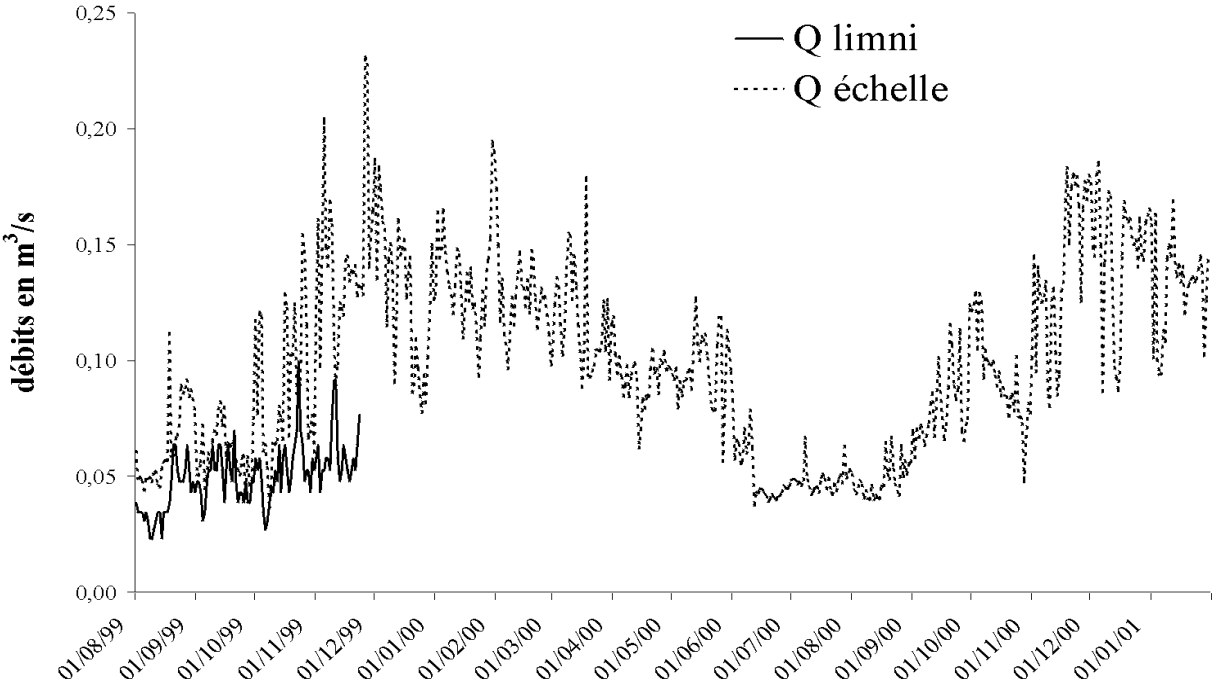


Figure VI-10: Comparaison des séries de débits moyens journaliers observés au limnigraphe avant qu'il ne soit dérobé et reconstitués à l'aide de la relation de Berthier (1998), à partir des débits instantanés au niveau des échelles des canaux Alpaca et Tubo.

Cette surestimation provient certainement du fait que pendant la période d'étude et comme il a été observé dans les travaux précédemment cités, le canal Alpaca reçoit périodiquement de l'eau en provenance du canal Tubo. Ces arrivées d'eau sont la conséquence de débordements en période de crues ou bien de lâchers d'eau occasionnés par des travaux de réfection réalisés par le personnel de la Cobee. Nous ne sommes pas en mesure de corriger les débits estimés à l'échelle de cet apport. Nous devons donc utiliser ces données en gardant présent à l'esprit qu'elles surestiment les apports à la retenue Zongo.

VI.2.2.2.3 Le canal Tubo Vertedero

Le canal *Tubo Vertedero* permet l'apport à la retenue des eaux du glacier Zongo, étudié depuis plusieurs années par les chercheurs de l'IRD.

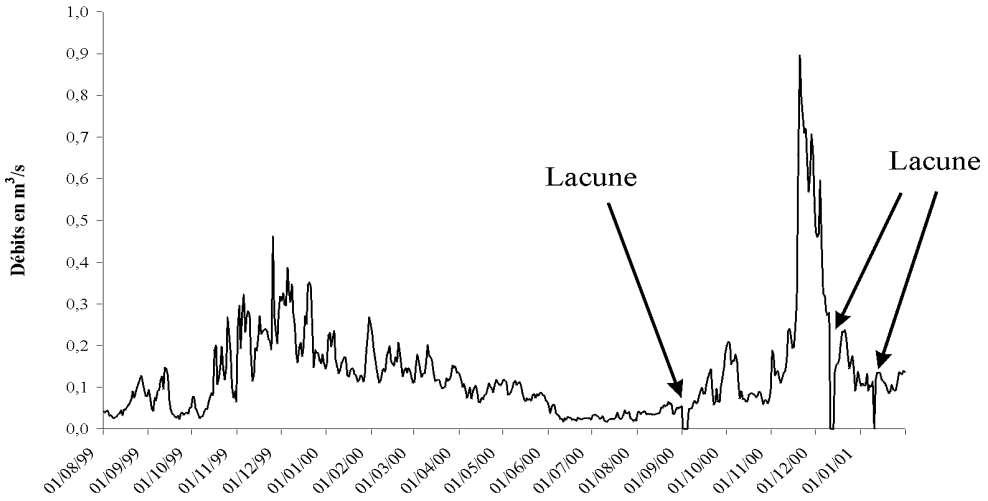


Figure VI-11: Débits moyens journaliers en m^3/s à la station limnigraphique Huayna 4830.

Une station limnigraphique nommée Huayna 4830, a été placée à l'entrée de ce canal pour contrôler les débits en provenance du glacier. Nous disposons ainsi des débits moyens journaliers à la station sur l'ensemble de notre période d'étude (Figure VI-11).
Les quelques lacunes observées sont de courte durée et correspondent à des périodes où l'évolution des débits est assez régulière. Nous les avons donc comblées par prolongement de la tendance générale observée au moment de la lacune, réalisée à l'aide d'une interpolation entre le début et la fin de la lacune.

L'ensemble des apports journaliers de ces trois canaux estimés suivant les méthodes décrites ci-dessus sont ramenés à des débits en m^3/jour et viennent remplir la retenue Zongo dans le modèle construit sous Vensim®.

VI.2.2.2.4 Les débits turbinés à l'usine Zongo

La Cobee a mis à notre disposition ses enregistrements informatisés de suivi de la production et du fonctionnement de l'ensemble du système hydroélectrique de la vallée du Zongo. Nous en avons extrait les puissances moyennes demi-horaires produites aux trois usines de notre bassin. La puissance électrique P (Watt) correspondant à un débit donné s'exprime de la manière suivante:

VI-10 $$P = r \times \rho \times g \times H \times Q$$

avec r le rendement des turbines, ρ la masse volumique de l'eau (kg/m^3), g l'accélération de la pesanteur (m/s^2), H la hauteur de chute d'eau (m) et Q le débit (m^3/s).

A partir de cette équation il est possible de calculer un *facteur d'usine* (Fu) en formulant l'hypothèse que le rendement et la hauteur de chute restent constants. De cette manière on peut calculer le débit journalier nécessaire pour produire une certaine quantité d'énergie E (Wh) avec l'équation suivante:

VI-11 $$Q = \frac{E}{F_u}$$

avec Q le débit journalier turbiné (m^3/jour), E l'énergie produite sur la journée (Wh) et Fu le facteur d'usine (Wh/m^3).

Cette méthode permet de reconstituer les débits journaliers turbinés sur la période d'étude (Figure VI-12), à partir des productions électriques relevées par la Cobee qui donne pour l'usine Zongo un facteur d'usine de 0,77 kWh/m^3, correspondant à un rendement des turbines de 75% et à une hauteur de chute de 378 m.

La même méthode a été utilisée pour calculer les débits turbinés aux deux autres usines du bassin, Tiquimani et Botijlaca.

VI.2.2.2.5 Calcul des flux secondaires

Les flux restants qui participent à la variation du niveau de remplissage de la retenue Zongo sont bien entendu de bien moindre importance que les flux détaillés plus haut (Figure VI-12). Il est tout de même nécessaire de les prendre en compte pour obtenir une simulation précise.

VI.2.2.2.5.1 Production du sous-bassin Plataforma

ISBA a été appliqué sur ce petit bassin rocheux pour calculer sa production d'écoulement journalière à partir des précipitations observées au pluviographe Huayna 4830 et avec le routage des écoulements présenté à la Figure VI-2.

VI.2.2.2.5.2 Pluie sur la retenue Zongo

L'apport que représente la pluie qui tombe directement sur le plan d'eau est calculé à partir des observations journalières du pluviographe Huayna 4830, corrigées du facteur 1,25 mis en évidence lors du calage du modèle ISBA. Ces observations sont multipliées par la valeur de la superficie de la retenue correspondant au niveau de remplissage de la retenue, grâce à la relation entre la superficie du plan d'eau et le volume présentée à l'annexe A.

VI.2.2.2.5.3 Evaporation sur la retenue Zongo

Elle est calculée à partir des évaporations potentielles mensuelles déterminées sur la région dans le cadre du programme PHICAB de l'IRD (L'hôte, communication personnelle). Ces valeurs mensuelles sont réparties sur le nombre de jours pour chaque mois et multipliées par la superficie du plan d'eau correspondante au niveau de remplissage de la retenue.

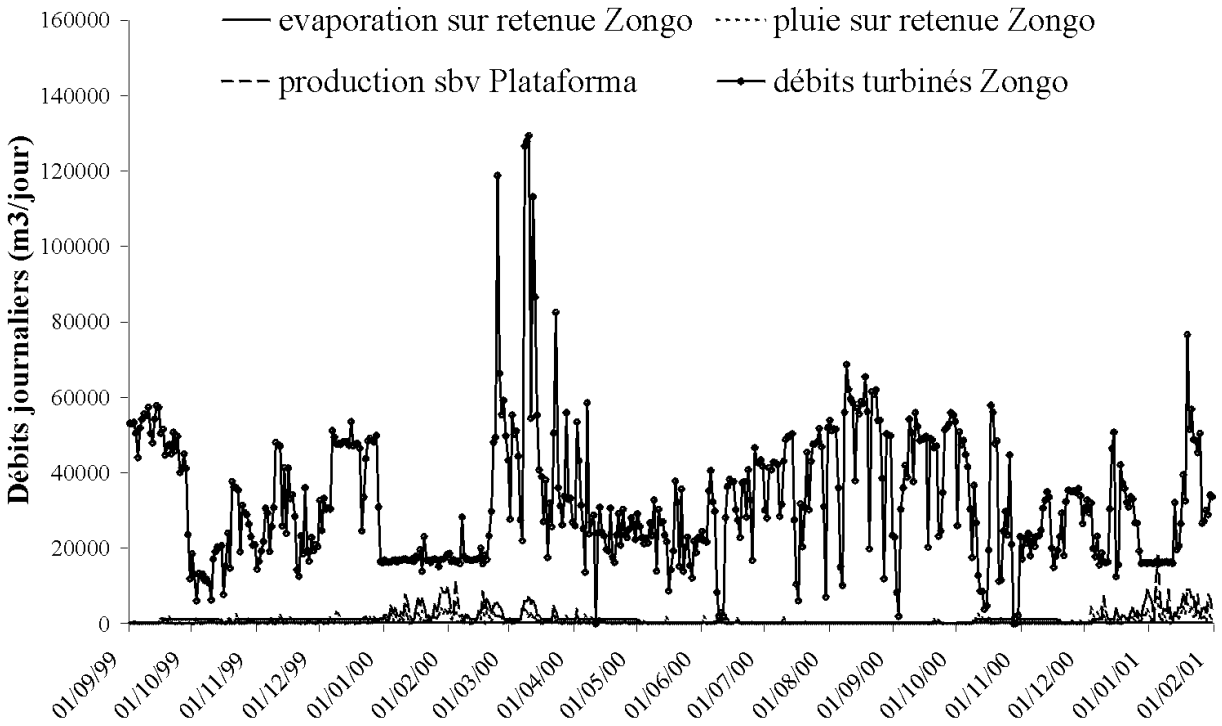


Figure VI-12: Visualisation de l'ordre de grandeur de l'écart existant entre les débits journaliers extraits de la retenue Zongo pour être turbinés et les flux secondaires que sont les apports du sous-bassin Plataforma et de la pluie sur le plan d'eau et l'évaporation à sa surface.

VI.2.2.2.6 Evolution simulée du niveau de remplissage de la retenue Zongo

La Figure VI-13 présente la simulation de l'évolution du niveau de remplissage de la retenue Zongo. Nous remarquons que la courbe simulée prend rapidement des valeurs négatives ce qui implique qu'il existe un important déficit d'alimentation de la retenue. Ce déficit semble être constant sur toute la période puisque la forme de la courbe simulée est très similaire à celle de la courbe observée.

Deux hypothèses peuvent être évoquées pour expliquer ce déficit. La première hypothèse est qu'il peut exister une erreur systématique sur les débits observés dans l'un des trois canaux. Nous avons donc réalisé quatre simulations en corrigeant les débits des canaux par un facteur dont la valeur a été optimisée pour obtenir le meilleur simulation possible de la variation du niveau de remplissage de la retenue. Ces quatre simulations correspondent à la correction des débits sur chacun des trois canaux puis sur la somme de leurs débits.

Le Tableau VI-1 présente les résultats des critères statistiques calculés de manière à faire ressortir les différences entre les courbes résultantes.

	Canal Prado correc = 1,74	Canal Tubo correc = 1,54	Canal Alpaca correc = 5	Somme des trois canaux correc = 1,21
RAP	**1,01**	**0,97**	**0,87**	**1,04**
NASH	**0,99**	**0,95**	**0,92**	**0,97**

Tableau VI-1: Résultat du calcul des critères statistiques du rapport des volumes et de Nash pour chaque simulation de correction des débits observés à la sortie des canaux. Le facteur de correction est appelé "correc".

Nous voyons que des corrections de valeurs différentes appliquées sur les canaux Prado et Tubo ou bien sur la somme des trois nous permettent d'atteindre des simulations de la variation du niveau de la retenue de qualité similaire. La meilleure simulation correspond à la correction des débits du canal Prado, ce qui suggère que c'est sur ces observations qu'est faite l'erreur systématique. Cependant l'écart avec les valeurs des critères statistiques qui qualifient les autres simulations est trop faible pour émettre un avis définitif.
Seuls les débits sur le canal Alpaca semblent ne pas être concernés étant donné le résultat médiocre que l'on obtient avec un facteur de correction dont la valeur (5) est peu vraisemblable. En outre, ces débits, déterminés avec beaucoup d'incertitude, surestimaient les observations du limnigraphe (Figure VI-10). Une correction supplémentaire semble donc peu vraisemblable.

La Figure VI-13 présente l'allure de la courbe résultante dans le cas où la correction est appliquée sur la somme des trois canaux. Celle-ci suit particulièrement bien la courbe observée dans la deuxième partie de la période d'étude, confirmant ainsi l'hypothèse de l'existence d'une erreur systématique sur le calcul des débits.

La deuxième hypothèse que nous pouvons évoquer pour expliquer ce déficit concerne une erreur sur le calcul des débits turbinés à l'usine. Une surestimation de ces derniers pourrait provoquer le soutirage d'un volume d'eau exagéré à la retenue à chaque pas de temps.
Le calcul des débits turbinés dépend de la valeur du facteur d'usine, comme nous l'avons vu à l'équation *VI-11*. Après consultation auprès de Mr. H. Baldivieso, directeur technique au département d'ingénierie de la Cobee, il est apparu que la valeur du facteur d'usine qui nous a été communiquée pouvait être erronée.
L'optimisation d'un facteur de correction a donc été réalisée de la même manière que pour les canaux et un résultat acceptable a été obtenu pour une correction de 1,21 de la valeur du facteur d'usine. Les valeurs des critères statistiques obtenus grâce à cette correction sont de **RAP** = 1 et **NASH** = 0,95.

Etant dans l'impossibilité de trancher entre les deux hypothèses en l'état actuel, il nous a semblé préférable d'attribuer cette erreur à un problème d'étalonnage des stations limnigraphiques dans la mesure où la

remise en cause de la valeur du facteur d'usine de l'usine Zongo impliquerait une remise en cause des valeurs de ce facteur pour les autres usines du bassin.

Cette partie met cependant en avant l'intérêt de vérifier les deux causes possibles d'erreur, ce qui constituera une opération bénéfique pour l'IRD et la COBEE.

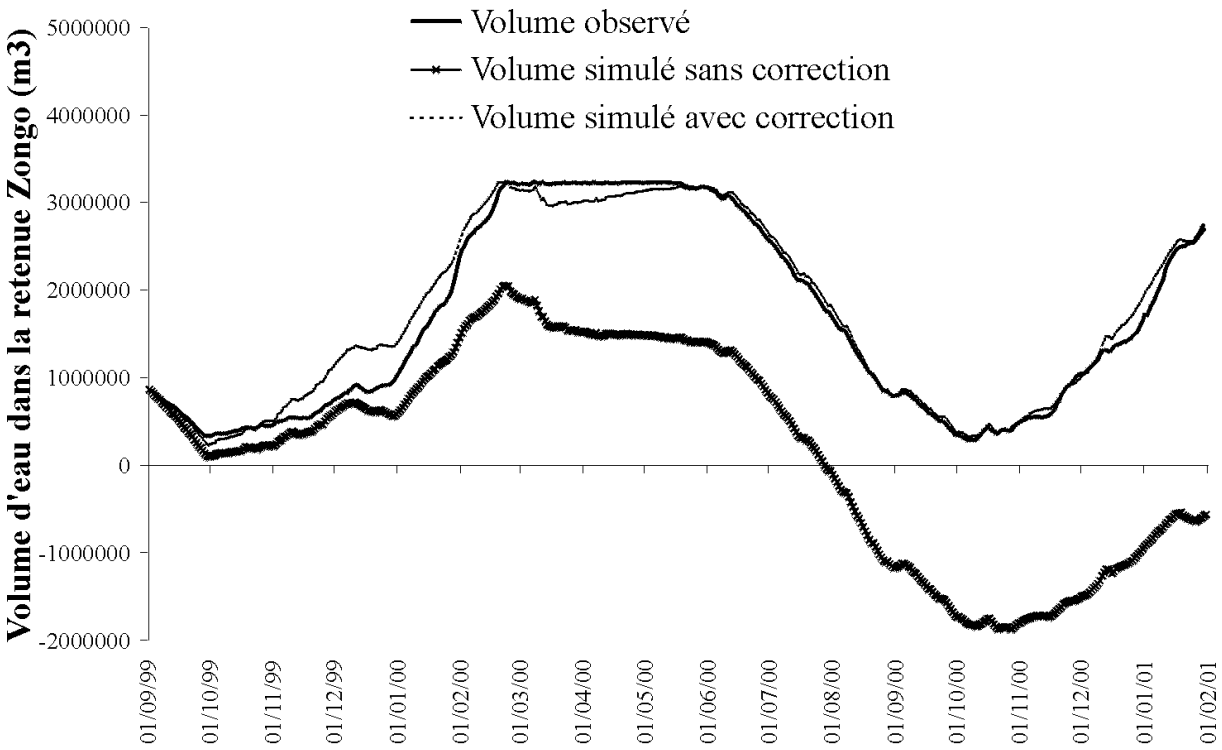


Figure VI-13: Visualisation du résultat de la simulation de l'évolution du niveau de remplissage de la retenue Zongo et de l'amélioration apportée par la correction sur les débits observés sur les canaux.

VI.2.2.3 LES SYSTEMES BOTIJLACA ET TAYPIKHUCHU/LIVIÑOSA

Nous traitons les systèmes de Botijlaca et de Taypikhuchu/Liviñosa de manière simultanée car ils alimentent tous les deux l'usine Botijlaca (Figure VI-8). Dans ce système ce sont les volumes maximaux pouvant transiter dans les canaux Botijlaca, Hankohuma et Liviñosa, ainsi que la retenue Liviñosa qui contraignent la gestion de l'eau.

La capacité maximale des canaux a été déterminé de la manière suivante:
En 1995, Rolando Fuertes, technicien à l'IRD, a été chargé par la Cobee de réaliser une campagne de jaugeages sur différents points importants du système hydroélectrique. De cette manière, les sections au niveau des échelles où sont relevées les hauteurs d'eau dans les canaux ont pu être étalonnées. Nous avons reporté à l'annexe J les résultats de cette campagne de jaugeages en ce qui concerne les trois canaux contenus dans le système que nous décrivons. Grâce aux relations entre la hauteur d'eau lue à l'échelle et le débit correspondant, nous avons pu estimer la capacité volumique maximale de chaque canal en fonction de la hauteur d'eau maximale qui peut être lue à l'échelle. Des jaugeages ponctuels nous ont de plus permis de vérifier ces estimations.

Ainsi, nous avons estimé les capacités volumiques maximales du canal Botijlaca (180 000 m^3/jour), du canal Hankohuma (40 000 m^3/jour) et du canal Liviñosa (30 000 m^3/jour).

La Figure VI-14 présente le schéma de construction du modèle sous Vensim®.

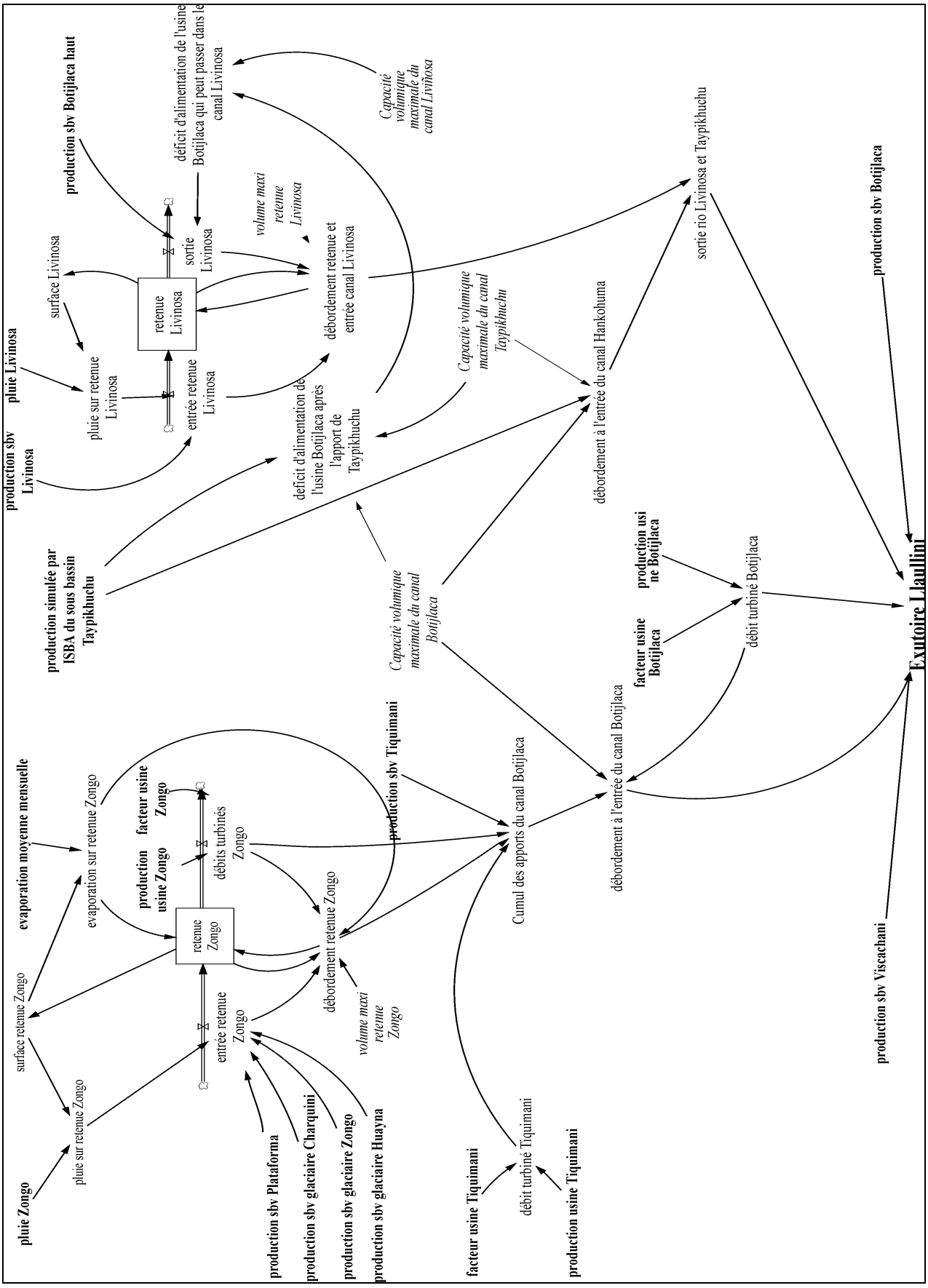

pluie Zongo
pluie sur retenue Zongo
surface retenue Zongo
evaporation moyenne mensuelle
evaporation sur retenue Zongo
retenue Zongo
production usine Zongo
production facteur usine Zongo
débits turbinés Zongo
entrée retenue Zongo
débordement retenue Zongo
volume maxi retenue Zongo
production sbv Plataforma
production sbv glaciaire Charquini
production sbv glaciaire Zongo
production sbv glaciaire Huayna
facteur usine Tiquimani
débit turbiné Tiquimani
production usine Tiquimani
production sbv Tiquimani
Cumul des apports du canal Botijlaca
Capacité volumique maximale du canal Botijlaca
débordement à l'entrée du canal Botijlaca
facteur usine Botijlaca
production usine Botijlaca
débit turbiné Botijlaca
Exutoire Llaullini
production sbv Viscachani
production sbv Botijlaca
sortie rio Livinosa et Taypikhuchu
débordement à l'entrée du canal Hankohuma
Capacité volumique maximale du canal Taypikhuchu
production simulée par ISBA du sous bassin Taypikhuchu
production sbv Livinosa
pluie Livinosa
pluie sur retenue Livinosa
surface Livinosa
retenue Livinosa
entrée retenue Livinosa
sortie Livinosa
production sbv Botijlaca haut
déficit d'alimentation de l'usine Botijlaca qui peut passer dans le canal Livinosa
volume maxi retenue Livinosa
débordement retenue et entrée canal Livinosa
Capacité volumique maximale du canal Livinosa
déficit d'alimentation de l'usine Botijlaca après l'apport de Taypikhuchu

Figure VI-14 : Schéma du modèle construit sous Vensim. Les variables d'état sont encadrées, les variables d'entrée sont en gras et les constantes en italique. Les variables restantes sont calculées par le modèle. L'ensemble des écoulements sont cumulés à l'exutoire Llaullini.

VI.2.2.3.1 Stratégie de construction adoptée

Nous avons construit le système Botijlaca avec la stratégie d'utilisation des écoulements suivante:
L'ensemble des apports constitué par :

- les écoulements en provenance du système Zongo,
- ceux produits par ISBA sur le sous-bassin Tiquimani situé en amont du canal Botijlaca
- les débits turbinés par l'usine Tiquimani,

sont comparés à chaque pas de temps avec les débits turbinés à l'usine Botijlaca.
Les débits turbinés par les deux usines sont calculés de la même manière que pour l'usine Zongo (cf. VI.2.2.2.4), avec des facteurs d'usine égaux à 1,02 kWh/m^3 pour Tiquimani et 0,78 kWh/m^3 pour Botijlaca.

Lors de cette comparaison, différentes stratégies sont adoptées en fonction de la valeur du *déficit d'alimentation de l'usine Botijlaca* (appelé ***DAUB*** dans ce qui suit). Ce terme est calculé à chaque pas de temps à partir des valeurs du cumul des apports au canal Botijlaca (appelé ***CACB*** dans ce qui suit), du débit turbiné à Botijlaca (appelé ***QTB*** dans ce qui suit) et de la capacité volumique maximale du canal Botijlaca (appelé ***CVMCB*** dans ce qui suit) (Figure VI-14):

- Si $CACB \geq QTB$ et
  - $CACB \leq CVMCB$ alors $DAUB = 0$ et $DEB = 0$
  - $CACB > CVMCB$ alors $DAUB = CACB - CVMCB$ et $DEB = CACB - CVMCB$

avec *DEB* le débordement à l'entrée du canal Botijlaca, qui rejoint la rivière Zongo.

- Si $CACB < QTB$ et
  - $CACB \leq CVMCB$ alors $DAUB = QTB - CACB$ et $DEB = 0$
  - $CACB > CVMCB$ alors $DAUB = QTB - CVMCB$ et $DEB = CACB - CVMCB$

Les débits de débordement seront directement ajoutés aux sorties de ce système pour calculer les débits simulés à l'exutoire du bassin.
Lorsque le *DAUB* est non nul, le volume d'eau correspondant est pris dans le système Taypikhuchu/Liviñosa avec une stratégie similaire à celle que nous venons de présenter:

- Si $DAUB \geq PSBT$ et
  - $PSBT > CVMCH$ alors $DAUBAT = DAUB - CVMCH$ et $DEB = PSBT\text{-}CVMCH$
  - $PSBT \leq CVMCH$ alors $DAUBAT = DAUB - PSBT$ et $DEB = 0$

avec ***PSBT*** la production simulée par ISBA du sous-bassin de Taypikhuchu à laquelle nous avons ajouté les débits glaciaires estimés (cf. VI.1.2.2), ***CVMCH*** la capacité volumique maximale du canal Hankohuma (40 000 m^3), ***DAUBAT*** le *déficit d'alimentation de l'usine Botijlaca après l'apport de Taypikhuchu* et ***DEB*** le débordement à l'entrée du canal Hankohuma qui rejoint la rivière Taypikhuchu (Figure VI-14).

- Si $DAUB < PSBT$ et
  - $DAUB > CVMCH$ alors $DAUBAT = DAUB - CVMCH$ et $DEB = PSBT\text{-}CVMCH$
  - $DAUB \leq CVMCH$ alors $DAUBAT = 0$ et $DEB = PSBT - DAUB$

Finalement le *DAUBAT* est comblé avec l'eau de la retenue Liviñosa, en vérifiant préalablement que la capacité volumique maximale du canal Liviñosa (CVMCL = 30 000 m^3) n'est pas dépassée. La Figure VI-15 présente la variation du niveau de remplissage de la retenue Liviñosa que l'on obtient.

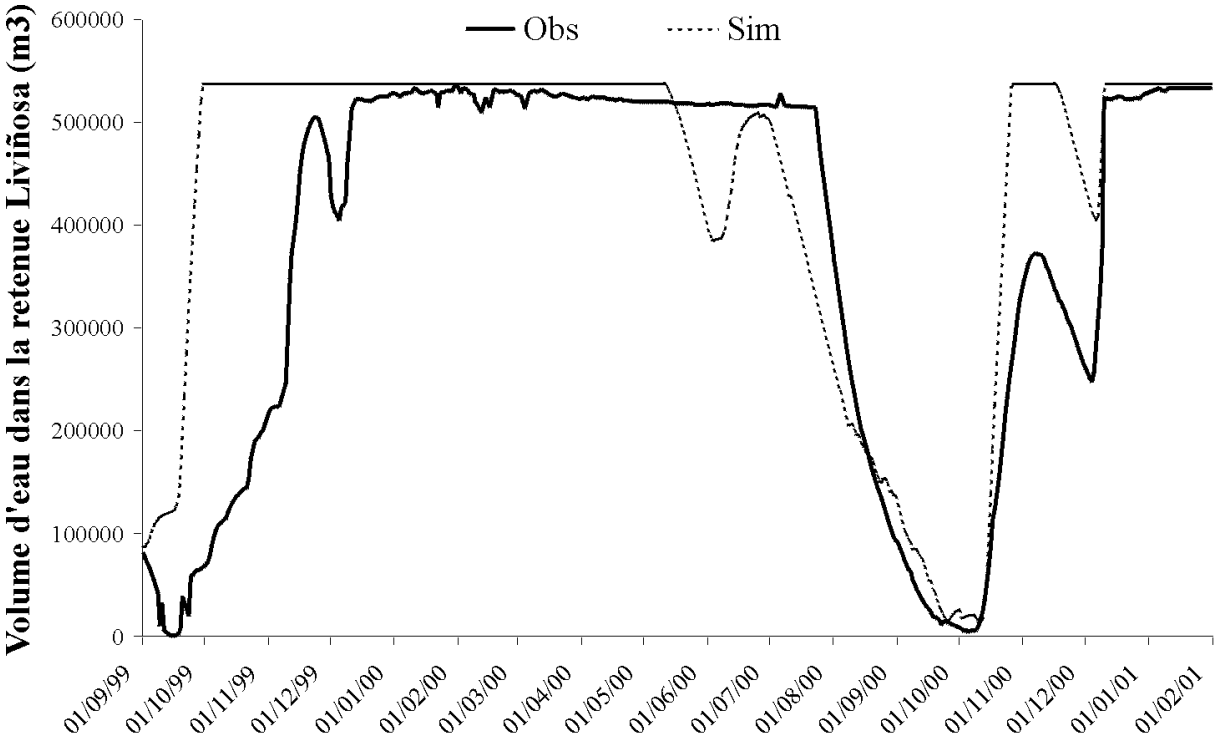


Figure VI-15: Variation observée et simulée des niveaux de remplissage de la retenue Liviñosa.

La simulation est ici de nettement moins bonne qualité que dans le cas de la retenue Zongo. Cela s'explique certainement par les simplifications qui ont été faites et notamment en ce qui concerne les retenues que nous avons laissées à l'écart. Il est vraisemblable que l'ensemble des petites retenues qui existent, par exemple Patacota et Hankohuma dans le sous-bassin de Taypikhuchu (cf. Annexe H), permettent des stockages et des lâchers d'eau ponctuels qui nous font défaut.

VI.2.2.4 RESULTAT DE LA SIMULATION A L'EXUTOIRE DU BASSIN

On obtient finalement les écoulements à l'exutoire du bassin de Llaullini, en cumulant les débits turbinés à l'usine Botijlaca, les débits produits par ISBA sur les sous-bassins de Viscachani et Botijlaca et les débordements calculés sur l'ensemble des prises d'eau du système.

La Figure VI-16 présente la courbe des débits simulés résultante.

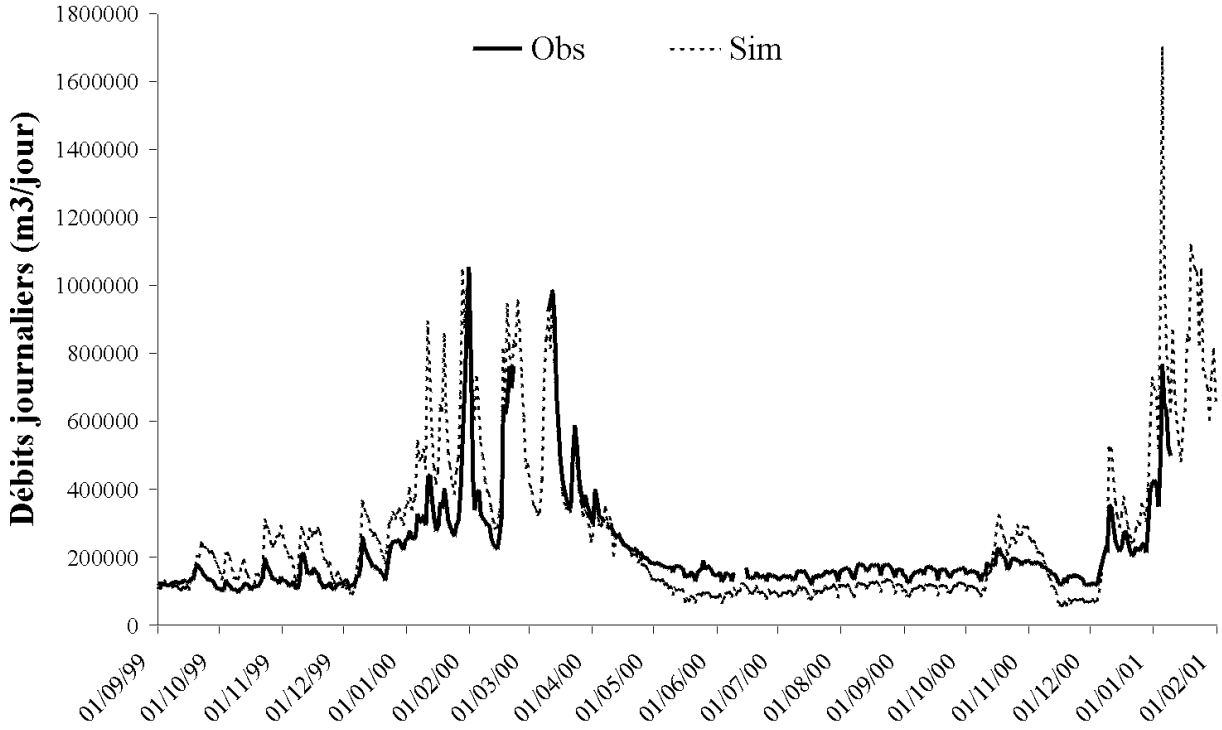


Figure VI-16: Débits simulés et observés à l'exutoire du bassin de Llaullini.

Les critères statistiques ont été calculés sur les périodes où les observations ne présentent pas de lacunes. On obtient un rapport de volumes RAP = 1,1 et un NASH = 0,44.

Les périodes présentant les écarts les plus importants correspondent aux saisons sèches et intermédiaires. Au cours de la saison des pluies, la courbe des débits simulés reproduit bien celle des débits observés, ce qui confirme les bonnes performances d'ISBA à l'échelle du bassin, ce que nous avions déjà observé à la Figure VI-7.

Les déficiences observées pendant la période qui précède la saison des pluies montrent que l'intégration des écoulements dans le système hydroélectrique peut être améliorée. La Figure VI-16 indique que les crues qui sont simulées dans Vensim® proviennent principalement des sous-bassins Liviñosa, Taypikhuchu et dans une moindre mesure, de Botijlaca. Or, les petites retenues que nous avons évoquées plus haut stockent certainement dans la réalité les écoulements du début de saison des pluies, diminuant ainsi l'importance des ces crues.

L'écart observé au cours de la saison sèche peut provenir d'une sous-estimation des débits glaciaires, comme nous l'avons noté pour la retenue Zongo, mais aussi d'une surestimation des débits observés à l'exutoire. Nous avons noté dans le paragraphe de présentation des stations hydrométriques (cf. IV.2.3.1.2.1), que cette station a souffert des détarages au cours de la saison des pluies 1999-2000. Il est possible qu'une erreur dans le recalage de la station explique l'écart observé.

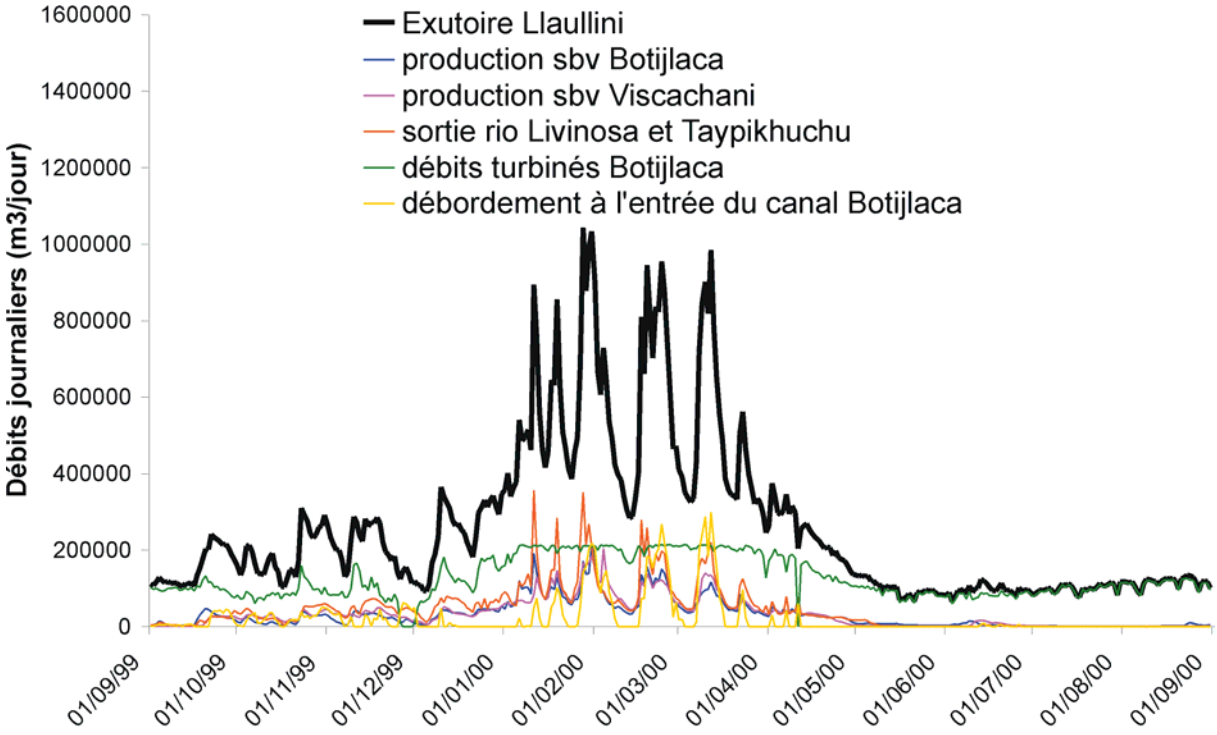


Figure VI-17 : Comparaison des débits journaliers qui sont cumulés pour calculer l'écoulement à l'exutoire dans Vensim®.

VI.2.3 Conclusions

L'ensemble de ces considérations impliquent qu'un travail plus approfondi soit entrepris pour améliorer les résultats de la modélisation sur le plan de la gestion de l'eau pour le système hydroélectrique. Le choix de se limiter aux retenues de grande capacité est un facteur limitant et il conviendra à l'avenir de prendre en compte un plus grand nombre de retenues d'importance moyenne. Une description plus fine de la stratégie de gestion permettra en outre de prendre en compte les manœuvres ponctuelles comme les lâchers d'eau à partir des canaux qui ont pu être observés à plusieurs reprises.

De plus, une amélioration des résultats de l'application n'est possible que dans la mesure où l'observation des flux du système est de plus grande qualité. Les débits et les précipitations observés aux stations pluvio-limnigraphiques doivent faire l'objet d'une surveillance constante compte tenu des conditions difficiles auxquelles les appareils sont soumis. En effet, le nombre important de lacunes nous a obligé à travailler souvent avec des données extrapolées parfois de façon téméraire, pour pouvoir simuler les phénomènes sur des périodes représentatives, ces choix se faisant au détriment de la qualité du résultat de la simulation.

Nous considérons cependant que les résultats obtenus sont satisfaisants. En effet, l'application d'ISBA à un contexte extrême par rapport à ceux pour lesquels il a été développé à l'origine, donne des résultats significativement acceptables. Le modèle a été validé sur des périodes et des bassins différents, ce qui démontre la robustesse de la paramétrisation adoptée.

Nous avons aussi validé une méthode simple de transfert des écoulements à l'intérieur de chaque sous-bassin, que la conceptualisation du réservoir sol qui est faite dans ISBA rend possible sans

grande difficulté. Une perspective ultérieure serait de valider cette méthode par un suivi plus précis de l'humidité du sol à l'intérieur d'un sous-bassin.
Enfin, l'intégration relativement aisée des contraintes posées par la présence d'aménagements hydroélectriques à l'aide du schéma de transfert développé sous Vensim® a permis de simuler le déstockage des retenues au cours de la saison sèche, qui ne pouvait être simulé avec ISBA.
Même s'il est vraisemblable qu'une description plus détaillée du système permettra d'améliorer les résultats, le modèle que nous avons construit, constitue déjà un outil qui peut être utilisé à des fins prospectives en terme de gestion de la ressource en eau.

Il a été par exemple observé, qu'une importante quantité d'eau supplémentaire pourrait être captée au niveau de la retenue Liviñosa au cours de la saison des pluies. Le modèle que nous avons construit sous Vensim® permet de calculer facilement le volume d'eau susceptible d'être stocké par un agrandissement de la retenue Liviñosa, et apporte ainsi une aide au dimensionnement des ouvrages.

VI.3 SYNTHESE DU CHAPITRE

Dans ce dernier chapitre, nous présentons les résultats obtenus lors de l'application d'ISBA à l'ensemble du bassin de Llaullini. 7 sous-bassins ont été définis, en fonction des aménagement hydrauliques existants. On vérifie que la combinaison d'ISBA et d'un modèle de transfert construit à l'aide du langage Vensim® hérité des méthodes de la dynamique des systèmes, conduit à une représentation satisfaisante des écoulements dans un bassin fortement influencés par les aménagements.

La méthode de spatialisation du modèle passe par l'extrapolation des précipitations à partir des observations sur les pluviographes disponibles, en appliquant le gradient des précipitations en fonction de l'altitude calculé avec les observations des pluviomètres journaliers au chapitre IV.
La méthode de transfert des écoulements à l'intérieur de chaque sous-bassin à l'aide du schéma de routage contributif décrit lors du calage du modèle est schématisée.

Les résultats des simulations effectuées sur certains sous-bassins particuliers sont présentées. Couplées à des estimations des débits glaciaires sur les sous-bassins de Taypikhuchu et Charquini, ils témoignent du comportement satisfaisant du modèle sur des sous-bassins différents de celui sur lequel il a été calé.
La comparaison du cumul des écoulements produits par ISBA aux débits observés à l'exutoire, met en évidence la qualité des simulations au cours de la saison des pluies et ces déficiences au cours de la saison sèche que la prise en compte du système hydroélectrique permettra de corriger.

La deuxième partie du chapitre présente la méthode d'intégration du système hydroélectrique dans le modèle à l'aide de Vensim®. Après un brève présentation de Vensim®, l'intégration du système hydroélectrique dans notre modèle ainsi les stratégies adoptées pour la gestion de l'eau sont détaillées. Ces dernières sont orientées de manière à reproduire la variation du niveau de remplissage des retenues et à assurer l'alimentation en eau des usines.

La variation simulée du niveau de remplissage de la retenue Zongo met en évidence un problème dans l'étalonnage des limnigraphes installés sur les canaux de la Cobee, qui conduit à une sous-estimation des débits entrants dans la retenue.

La stratégie de gestion de l'eau dans les systèmes situés en aval du système de la retenue Zongo est détaillée et validée par la variation simulée du niveau de remplissage de la retenue Liviñosa.

Finalement les débits simulés avec intégration de l'influence du système hydroélectrique sont à nouveau comparés aux observations et montrent que le modèle simule beaucoup mieux la dynamique des écoulements en saison sèche grâce notamment aux déstockages des retenues.
La qualité de la simulation est discutée et des éléments d'explication des déficiences observées sont avancés.

CONCLUSIONS & PERSPECTIVES

Cette étude a permis de montrer que :
En ce qui concerne la confrontation de la paramétrisation d'ISBA au contexte tropical de haute altitude et

- du point de vue de l'intérêt du modèle hydrologique :

    - L'utilisation et l'application du schéma de surface ISBA sont relativement aisées comparées à la complexité des processus que le modèle simule. La difficulté, valable pour tous les modèles distribués, est surtout liée à son alimentation en données de qualité à une échelle spatiale adéquate.

    - Le temps de calcul, qui peut devenir important suivant le maillage adopté, ainsi que son ergonomie (récemment améliorée (Boone, comm. pers.)), représentent une limitation sérieuse à son application en mode opérationnel.

- du point de vue de la qualité de modélisation des processus hydrologiques:

    - L'application d'ISBA sur des bassins dont la taille varie entre 1 et 100 km² est une réussite. Les écoulements simulés reproduisent bien les observations en terme de volume ainsi qu'en terme de dynamique de crue, sur les différents bassins contrôlés.

    - La paramétrisation « force-restore » simule de manière acceptable le comportement hydrologique du sol. Nous ne disposions pas d'observations pour évaluer sa gestion des échanges énergétiques à l'interface sol-atmosphère-biosphère, plusieurs fois validée dans d'autres contextes. Cependant, celle-ci semble correcte (limite entre manteau neigeux fugace et manteau neigeux pérenne réaliste ; répartition entre flux précipités, évaporés et écoulés conforme aux observations).

    - L'intégration d'une routine de traitement du transfert de l'eau à l'intérieur des sous-bassins suivant les directions d'écoulement naturels (schéma de routage contributif) améliore sensiblement ses performances en milieu de montagne à l'échelle journalière.

    - L'utilisation de la texture purement sableuse pour représenter les surfaces rocheuses est efficace mais elle s'écarte de la représentation physique revendiquée par ISBA. Cette texture provoque un drainage gravitaire important qui annule le ruissellement sur une surface appelée à ruisseler dans la réalité. En outre, le paramètre de drainage sous-maille, dénué de sens physique dans ce cas, devient prépondérant. Par ailleurs, cette représentation a certainement un impact sur la simulation de la dynamique neigeuse que nous n'avons pu critiquer.

En ce qui concerne la contribution des différentes sources d'écoulement à la ressource disponible,

- l'écoulement peut être calculé en n'importe quel point du bassin de Llaullini et des bassins avoisinants, dans la mesure où l'on a affaire au même type de surfaces et de contexte climatique.

- L'influence de la neige sur la dynamique d'écoulement est relativement peu différente de celle de la pluie. Cela est dû au caractère fugace du manteau neigeux qui ne tient plusieurs jours qu'au dessus de 4900 m, c'est à dire sur une proportion qui peut être relativement faible suivant le bassin étudié.

- La contribution glaciaire aux écoulements dans la vallée, prépondérante au niveau de la retenue Zongo, devient rapidement très faible par rapport à l'apport pluvio-nival (15 % du volume total qui s'écoule en une année à l'exutoire Llaullini). Son apport en saison sèche peut très bien être compensé par la construction de nouveaux ouvrages de stockage des écoulements d'origine pluvio-nivale au vu de la production d'écoulement observée au cours de la saison des pluies.

En ce qui concerne l'apport de connaissances et d'outils pour la gestion de la ressource :

- L'étude de l'impact des formations de pente sur la dynamique de l'écoulement montre que celles-ci peuvent perturber de manière significative les transferts supposés rapides en contexte de haute montagne.

- Le modèle de fonctionnement du système hydroélectrique construit à l'aide du langage de simulation Vensim® ne peut pas être considéré en l'état actuel comme un outil opérationnel. Peu de travail supplémentaire serait nécessaire grâce aux fonctionnalités du logiciel, pour le rendre intéressant au regard des opérateurs de la Cobee. Cependant, son utilisation pour la gestion de l'eau implique de maîtriser le fonctionnement d'ISBA ce qui présente des difficultés plus importantes.

- Le modèle intégrant les productions naturelles d'écoulement et le système hydroélectrique a apporté des informations importantes autant en ce qui concerne la gestion de l'eau (quantification des flux dont seules les hauteurs à l'échelle sont surveillées par les opérateurs, apports naturels disponibles et stockables (exemple de Liviñosa)) que pour les chercheurs du programme GREATICE (mise en évidence d'une sous-estimation des débits glaciaires).

En outre, cette étude nous a permis d'équiper un bassin en appareils de mesure de qualité dont les observations sont une contribution à la connaissance climatologique en Bolivie et à l'estimation de la ressource disponible pour les populations des villes de La Paz, El Alto et de l'Altiplano aride.

Une perspective immédiate du travail accompli serait d'améliorer la description du système hydroélectrique pour le rendre véritablement opérationnel aux yeux des gestionnaires de la Cobee.
Une autre, très utile, serait de l'appliquer au bassin proche de Tuni, capté pour l'alimentation en eau des villes de La Paz et El Alto (plus d'un million d'habitants) pour déterminer des nouvelles zones de captage et de stockage d'une ressource très précieuse lorsque l'on se trouve à 4000 m d'altitude.

Enfin, ce modèle, pourrait être couplé avec celui réalisé dans le cadre du travail de Sicart (2001) pour simuler la dynamique de fonte glaciaire. Il constituerait ainsi un instrument de prospective hydrologique pour étudier la réaction des bassins andins, dont l'alimentation est pluvio-nivo-glaciaire, à différents types de scénarios climatiques.

BIBLIOGRAPHIE

Abbott M B (1992) The theory of the hydrologic model, or: the struggle for the soul of hydrology (16), Advances in theoritical hydrology: A tribute to Jim Dooge. Ed. O'kane, J. P., Elsevier, 254 pp.

Abbott M. B., Bathurst J. C., Cunge J. A., O'connell P. E., and Rasmussen J. (1986a) An introduction to the European Hydrological System. Système Hydrologique Européen, "SHE", 1: History and philosophy of a physically-based, distributed modelling system. *Journal of Hydrology,* **87**, 45-59.

Abbott M. B., Bathurst J. C., Cunge J. A., O'connell P. E., and Rasmussen J. (1986b) An introduction to the European Hydrological System. Système Hydrologique Européen, "SHE", 2: Structure of a physically-based, distributed modelling system. *Journal of Hydrology,* **87**, 61-77.

Aceituno P. (1988) On the functioning of the southern oscillation in the south american sector. Part I: Surface climate. *Monthly Weather Review,* **116**, 505-524.

Aceituno P. (1995) Impacto de los fenomenos El Niño y La Niña en regimenes fluviometricos Andinos. *Revista de la sociedad chilena de ingenieria hidraulica,* **10 (2)**, 33-43.

Aceituno P. (1996) Elementos del Clima en el Altiplano Sudamericano. *Geofisica,* **44**, 37-55.

Ambroise B (1998) La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin versant - Processus, Facteurs, Modèles, Bucarest, 200 pp.

Ambroise B., Perrin J. L., and Reutenauer D. (1995) Multicriterion validation of a semi-distributed conceptual model of the water cycle in the Fecht catchment (Vosges Massif, France). *Water Ressources Research,* **31**, 1467-1481.

Andrieu H., French M. N., Thauvin V., and Krajewsky W. F. (1996) Adaptation and application of a quantitative rainfall forecasting model in a moutainous region. *Journal of Hydrology,* **184**, 243-259.

Anselmo V., Galeati G., Palmieri S., Rossi U., and Todini E. (1996) Flood risk assesment using an integrated hydrological and hydraulic modelling approach: a case study. *Journal of Hydrology,* **175**, 533-554.

Auer A. J. Jr. (1974) The rain versus snow threshold temperatures. *Weatherwise,* 67-67.

Babiakova G., Palkovic D., and Bodis D. (1990) Seasonal description of the quality and quantity of snowmelt in a mountainous region using an integrated model. *Hydrological Sciences - Journal - des Sciences Hydrologiques,* **35** (4), 383-393.

Ball J. E. and Luk K.C. (1998) Modeling spatial varaibility of rainfall over a catchment. *Journal of Hydrologic Engineering,* 122-130.

Bardossy A. and Disse M. (1993) Fuzzy rule-based models for infiltration. *Water Ressources Research,* **29**, 373-382.

Barry R G (1992) Mountain Weather and Climate, Routledge Physical Environment Series, London, 400 pp.

Bathurst, J. C. (1990) Tests of three discharge gauging techniques in moutain rivers, In, Hydrology of Mountainous Areas (Proceedings of the Strbske Pleso Workshop); IAHS Publications. Elsevier 93-100.

Bathurst J. C. and Cooley K. R. (1996) Use of the SHE hydrological modellig system to investigate basin response to snowmelt at Reynolds Creek Idaho. *Journal of Hydrology,* **175**, 181-211.

Bell V. A. and Moore R. J. (1999) An elevation-dependent snowmelt model for upland Britain. *Hydrological Processes,* **13**, 1887-1903.

Bergström S (1995) The HBV model (13), Computer models of watershed hydrology. Ed. Sigh, V. P., 136 pp.

Bergström S. and Graham P. L. (1998) On the scale problem in hydrological modelling. *Journal of Hydrology,* **211**, 253-265.

Berthier, E. (1998) Reconstitution des débits de trois bassins versants englacés des Andes boliviennes. Mémoire de fin de 2ème année de magistère, 44 pp.

Beven K. J. (1989) Changing ideas in hydrology: the case of physically-based models. *Journal of Hydrology,* **105**, 157-172.

Beven K. J. (1993) Prophecy, reality and uncertainity in distributed hydrological modelling. *Advances in Water Ressources,* **16**, 41-51.

Beven K. J. (1996) The limits of splitting: Hydrology. *The Science of the Total Environment,* **183**, 89-97.

Beven K. J. and Binley A. (1992) The future of distributed models: model calibration and uncertainty prediction. *Hydrological Processes,* **6**, 279-298.

Beven K. J. and Kirby M. J. (1979) A physically based variable contribution area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin,* **24**, 46-39.

Bhumralkar C. M. (1975) Numerical experiments on the computation of ground surface temperature in an atmospheric general circulation model. *Journal of Applied Meteorology,* **14**, 1246-1258.

Binley A., Beven K. J., and Elgy J. (1989b) A physically based model of heterogeneous hillslopes 1. Effective hydraulic conductivities. *Water Ressources Research,* **25** (6), 1227-1233.

Binley A., Elgy J., and Beven K. J. (1989a) A physically based model of heterogeneous hillslopes 1. Runoff Production. *Water Ressources Research,* **25** (6), 1219-1226.

Blackadar, A. K. (1976) Modelling the nocturnal boundary layer, In, Proceedings of the third symposium on atmospheric turbulence, diffusion and air quality. American Meteorological Society 46-49.

Blöschl G. (1999) Scaling issues in snow hydrology. *Hydrological Processes,* **13** (14 - 15), 2149-2175.

Blöschl G. and Kirnbauer R. (1992) An analysis of snow cover patterns in a small alpine catchment. *Hydrological Processes,* **6**, 99-109.

Blöschl G., Kirnbauer R., and Gutknecht D. (1990) Modelling snowmelt in a mountainous river basin on an event basis. *Journal of Hydrology,* **113**, 207-299.

Blöschl G., Kirnbauer R., and Gutknecht D. (1991) Distributed snowmelt simulations in an alpine catchment. 1. Model evaluation on the basis of snow cover patterns. *Water Ressources Research,* **27** (12), 3171-3179.

Boone, A. (2000) Modelisation des processus hydrologiques dans le schéma de surface ISBA: Inclusion d'un réservoir hydrologique, du gel et modélisation de la neige, Thèse de Doctorat, Université Paul Sabatier (Toulouse III), 252 pp.

Boone A., Calvet J. C., and Noilhan J. (1999) Inclusion of a third soil layer in a land surface scheme using the force-restore method. *Journal of Applied Meteorology,* **38**, 1611-1630.

Boone A and Etchevers P (2001) An inter-comparison of three snow schemes of varying complexity coupled to the same land-surface model: Local scale evaluation at an Alpine site, *Journal of Hydrometeorology, sous presse.*

Boone A., Masson V., Meyers T., and Noilhan J. (2000) The influence of the inclusion of soil freezing on simulations by a Soil-Vegetation-Atmosphere transfer scheme. *Journal of Applied Meteorology,* **39**, 1544-1569.

Braud I., Dantas Antonino A. C., and Vauclin M. (1995) A stochastic approach to studying the influence of the spatial variability of soil hydraulic properties on surface fluxes, temperature and humidity. *Journal of Hydrology,* **165** (1-4), 283-310.

Braun L. N., Brun E., Durand Y., and Martin E. (1994) Simulation of discharge using different methods of meteorological data distribution, basin discretization and snow modelling. *Nordic Hydrology,* **25**, 129-144.

Braun L. N. and Renner C. B. (1992) Application of a conceptual runoff model in different physiographic regions of switzerland. *Hydrological Sciences - Journal - des Sciences Hydrologiques,* **37** (3), 217-231.

Bronstert A. (1999) Capabilities and limitations of detailled hillslope hydrollogical modelling. *Hydrological Processes,* **13**, 21-48.

Brutsaert W. (1975) On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies. *Water Ressources Research,* **11** (5), 742-744.

Brutsaert W (1982) Evaporation into the atmosphere, D. Reidel Publishing Company, Boston, 293 pp.

Caballero, Y. (1998) Modélisation intégrée d'un système bassin versant amennagé de la cordillère des Andes (Vallée du Zongo-Bolivie). Memoire de DEA, 56 pp.

Caballero, Y. and Pillco, R. (2000) Instalacion de una red de mediciones hidrometeorologicas en el valle del Zongo, Cordillera Real, Bolivia. Informe Final, 30 pp.

Calver A. (1988) Calibration, sensitivity and validation of a physically-based rainfall runoff model. *Journal of Hydrology,* **103**, 103-115.

Calvet J. C., Noilhan J., Roujean J.-L., Bessemoulin P., Cabelguienne M., Olioso A., and Wigneron J. P. (1998) An interactive vegetation SVAT model tested against data from six contrasting sites. *Agricultural and Forest Meteorology,* **92**, 73-95.

Carlier M (1968) Hydraulique générale et appliquée, (Ed. Eyrolles) 550 pp.

Chang M. and Flanery L. A. (2001) Spherical gauges for improving the accuracy of rainfall measurements. *Hydrological Processes,* **15**, 643-654.

Charbonneau R., Lardeau J. P., and Obled C. (1981) Problems of modelling a high mountainous drainage basinswith predominant snow yields. *Hydrological Sciences - Journal - des Sciences Hydrologiques,* **26** (4), 345-361.

Chen T. H., Henderson-Sellers A., Milly P. C. D., Pitman A. J., Beljaars A. C. M., Polcher J., Abramopoulos F., Boone A., Chang S., Chen F., Dai Y.-J., Desborough C. E., Dickinson R. E., Dümenil L., Ek M., Garrat J. R., Gedney N., Gusev Y. M., Kim J., Koster R., Kowalczyk E. A., Laval K., Lean J., Lettenmaier D. P., Liang X., Mahfouf J.-F., Mengelkamp H.-T., Mitchel K., Nasonova O. N., Noilhan J., Robock A., Rosenzweig C., Schaake J., Schlosser C. A., Schulz J.-P., Shao Y., Shmakin A. B., Verseghy D. L., Wetzel P., Wood E. F., Xue Y., Yang Z. L., and Zeng Q. (1997) Cabauw experimental results from the project for intercomparison of land-surface parameterization schemes. *Journal of Climate,* **10**, 1194-1215.

Cherkauer K. A. and Lettenmaier D. P. (1999) Hydrologic effects of frozen soils in the upper Mississipi River basin. *Journal of Geophysical Research,* **104** (D16), 297-317.

Chevallier P, Covarrubias S A, and Pourrut P (1999) Modélisation hydrologique et ouvrages hydrauliques en région aride (Désert d'Atacama - Chili), *Revue des Sciences de l'Eau.*

Clapp R. B. and Hornberger G. M. (1978) Empirical equations for some hydraulic properties. *Water Ressources Research,* **14**, 601-604.

Cline D. W., Bales R., and Dozier J. (1998b) Estimating the spatial distribution of snow in mountain basins using remote sensing and energy balance modeling. *Water Ressources Research,* **34**, 1275-1285.

Cline D. W., Elder K., and Bales R. (1998a) Scale effects in a distributed snow water equivalence and snowmelt model for mountain basin. *Hydrological Processes,* **12**, 1527-1536.

Colas, H. (1991) Modélisation intégrée bassin versant-activités humaines-milieux hydriques. Application au bassin versant du Lez et des étangs palavasiens, Thèse de Doctorat, Université de Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 392 pp.

Cordova J. R. and Rodriguez-Iturbe I. (1983) Geomorphologic estimation of extreme flow probabilities. *Journal of Hydrology,* **65**, 159-173.

Cosby J. G., Hornberger G. M., Clapp R. B., and Ginn T. R. (1984) A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of soils. *Water Ressources Research,* **20**, 682-690.

Curinier, E. (1995) Importance du recouvrement glaciaire sur les regimes hydrologiques: Etude du bassin versant du lac Zongo. Rapport de stage de 3ème année (ISIM), 45 pp.

Cushman J. H. (1986) On measurement, scale and scaling. *Water Ressources Research,* **22** (2), 129-134.

Darcy H (1856) Les fontaines publiques de la ville de Dijon, Dalmont, Paris, 150 pp.

Davis R. E., Lowit M. B., and Knappenberger P. C. (1999) A climatology of snowfall-temperature raltionships in Canada. *Journal of Geophysical Research,* **104** (D10), 11985-11994.

De Marsily G. (2000) Le modèle: une manie ou une nécessité? *Géologues,* **124**, 27-31.

Deardorff J. W. (1977) A parameterization of ground-surface moisture content for use in atmospheric prediction models. *Journal of Applied Meteorology,* **16**, 1182-1185.

Deardorff J. W. (1978) Efficient prediction of the ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation. *Journal of Geophysical Research,* **83** (C4), 1889-1903.

Dingman L (1994) Physical Hydrology, (Ed. Lavoisier) Prentice Hall, New Jersey, 575 pp.

Dooge, J. C. I. (1973) Linear theory of hydrologic systems. Technical Report Agricultural, Research Service, USDA, (1468),

Douville H., Royer J. F., and Mahfouf J.-F. (1995) A new snow parameterization for the Meteo-France climate model. Part I: Validation in stand-alone experiments. *Climate dynamics,* **12**, 21-35.

Ducharne, A. (1997) Le cycle de l'eau: modélisation de l'hydrologie continentale, étude de ses interactions avec le climat, Thèse de Doctorat, Université Paris VI, 208 pp.

Ducharne A., Laval K., and Polcher J. (1998) Sensitivity of the hydrological cycle to the parametrization of soil hydrology in a GCM. *Climate dynamics,* **14**, 307-327.

Durand Y., Guyomarc'h G., and Mérindol L. (2000) Transport de la neige par le vent sur un site de montagne: mesures et modélisation numérique à l'échelle du massif. *La Houille Blanche,* **5**, 55-62.

Dümenil L and Todini E (1992) A rainfall-runoff schme for use in the Hamburg climate model (9), Advances in Theoritical Hydrology, a tribute to James Dooge. Ed. McGraw-Hill, New York. 157 pp.

Edijatno Michel.C. (1989) Un modèle pluie-débit journalier à trois paramètres. *La Houille Blanche,* **2**, 113-121.

Elder K., Rosenthal W., and Davis R. E. (1998) estimating the spatial distribution of snow water equivalence in a montane watershed. *Hydrological Processes,* **12**, 1793-1808.

Escober F., Casassa G., and Pozo V. (1995) Variaciones de un glaciar de montaña en los Andes de Chile central en las ultimas dos decadas. *Bulletin de l'Institut Français des Etudes Andines,* **24** (3), 683-695.

Etchevers, P. (2000) Modélisation du cycle continental de leau à l'échelle régionale. Impact de la modélisation de la neige sur l'hydrologie du Rhone, PhD, Université de Toulouse III, 361 pp.

Etchevers, P., Durand, Y., and Martin, E. (1998) Analyse SAFRAN des paramètres météorologiques de surface sur le bassin versant du Rhone de 1981 à 1994. Note de Centre. (CEN) Météo France, (13), 56 pp.

Ewen J. and Parkin G. (1996) Validation of catchment models for predicting land-use and climate change impacts. 1. Method. *Journal of Hydrology,* **175**, 583-594.

Fleming G (1975) Hydrological processes - Circulation and Distribution (4), Computer simulation techniques in Hydrology. Elsevier, New York. 179 pp.

Flerchinger G. N., Baker J. M., and Spaans E. J. A. (1996) A test of the radiative energy balance of the SHAW model for snowcover. *Hydrological Processes,* **10** (10), 1359-1367.

Flerchinger G. N. and Cooley K. R. (2000) A ten year water balance of a mountainous semi-arid watershed. *Journal of Hydrology,* **237**, 86-99.

Flohn, H. (1970) Comments on water budget investigations, especially in tropical and subtropical mountain regions, In, Int. Assoc. Sci. Hydrol. Publ. N°93. 251-262.

Forrester J W (1968) Principles of systems, Wright-Allen Press Inc., 285 pp.

Fortin, J. P., Charbonneau, R., Lefèvre, J., and Girard, G. (1971) Proposition et analyse de quelques critères adimensionnels d'optimisation., In, Actes du Colloque de Varsovie. IAHS 548-557.

Fountain A. G. and Tangborn W. V. (1985) The effects of glaciers on streamflow variations. *Water Ressources Research,* **21** (4), 579-586.

Fourcade, B. (2001) Modélisation hydrologique et hydrochimique d'un petit bassin versant méditérranéen. Influence de la variabilité hydrologique et d'un incendie de forêt (bassin du Rimbaud, Réal Collobrier, Var)., Thèse de Doctorat, Université de Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 181 pp.

Franchini M., Helmlinger K. R., Foufoula-Georgiou E., and Todini E. (1996a) Stochastic storm transposition coupled with rainfall - runoff modelling for estimation of exceedence probabilities of design floods. *Journal of Hydrology,* **175**, 511-532.

Franchini M. and Pacciani M. (1991) Comparative analysis of several conceptual rainfall - runoff models. *Journal of Hydrology,* **122**, 161-219.

Franchini M., Wendling J., Obled C., and Todini E. (1996b) Physical interpretation and sensitivity analysis of the TOPMODEL. *Journal of Hydrology,* **175**, 293-338.

Francou B. and Pizarro L. (1995) El Niño y la sequia en los altos andes centrales: (Peru y Bolivia). *Bulletin de l'Institut Français des Etudes Andines,* **14** (1-2), 1-18.

Francou B., Ribstein P., Saravia R., and Tiriau E. (1995) Monthly balance and water discharge of an inter-tropical glacier Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia, 16°S. *Journal of Glaciology,* **42** (137), 61-68.

Francou B. and Rousseau A. N. (1995) Glaciers et évolution climatique dans les Andes Boliviennes. *Bulletin de l'Institut Français des Etudes Andines,* **24** (1), 23-36.

Garreaud R. D. (1999) Cold air incursions over subtropical and tropical south america. A numerical case study. *Monthly Weather Review,* **127**, 2823-2853.

Garreaud R. D. and Wallace J. M. (1997) The diurnal march of convective cloudiness ver the americas. *Monthly Weather Review,* **125**, 3157-3170.

Giard D. and Bazile E. (2000) Implementation of a new assimilation scheme for soil and surface variables in a global NWP model. *Monthly Weather Review,* **128**, 997-1015.

Gioda A. and Prieto M.-R. (1999) Histoire des sécheresses andines (Potosi, El Niño et le petit âge glaciaire). *La Météorologie,* **8** (27), 33-42.

Girard G., Ledoux E., and Villeneuve J. P. (1981) Le modèle couplé - Simulation conjointe des écoulements de surface et des écoulements souterrains sur un système hydrologique. *Cahiers ORSTOM , série Hydrologique,* **18** (4), 195-280.

Givone, C. and Meignien, X. (1990) Indice of topography on spatial distribution of rain, In, Hydrology of Mountainous Areas (Proceedings of the Strbske Pleso Workshop); IAHS Publications. Elsevier 57-65.

Goodison, B. E., Louie, P. Y. T., and Yang, D. (1998) WMO Solid precipitation measurement intercomparison, Final Report. Instruments and observing methods.(67), 212 pp.

Goutorbe J. P., Noilhan J., Cuenca R., and Valancogne C. (1989) Soil moisture variations during HAPEX-MOBILHY. *Annales Geophysicae,* **7**, 415-426.

Grayson R. B., Moore I. D., and McMahon T. A. (1992) Physically based hydrologic modeling 2. Is the concept realistic? *Water Ressources Research,* **26** (10), 2659-2666.

Green W.H. and Ampt G. A. (1911) Studies on soil physics, 1: the flow of air and water through soils. *Journal of Agricultural Science,* **2** (1), 1024

Groisman P. Ya., Koknaeva V. V., Belokrylova T. A., and Karl T. R. (1991) Overcoming biases of precipitation: A history of the USSR experience. *Bulletin of American Meteorological Society,* **72** (11), 1725-1733.

Gupta R. P., Duggala J., Rao S. N., Sankar G., and Singhal B. B. S. (1982) Snow cover area vs. snowmelt runoff relation and its dependence on geomorphology -A study from the beas catchment (HIMALAYAS, INDIA). *Journal of Hydrology,* **58**, 325-339.

Gurtz J., Baltensweiler A., and Lang H. (1999) Spatially distributed hydrotope-based modelling pf evapotranspiration and runoff in mountainous basins. *Hydrological Processes,* **13**, 2751-2758.

Habets, F. (1998) Modélisation du cycle continental de l'eau à l'echelle régionale. Application aux bassins versants de l'Adour et du Rhône., Thèse de Doctorat, Université Paul Sabatier (Toulouse III), 224 pp.

Habets F., Etchevers P., Golaz C., Leblois E., Ledoux E., Martin E., Noilhan J. and Ottle C. (1999b) Simulation of the water budget and the river flows of the Rhone basin. *Journal of Geophysical Research,* **104**, 31145-31172.

Habets F., Noilhan J., Golaz C., Goutorbe J. P., Lacarrere P., Leblois E., Ledoux E., Martin E., Ottle C., and Vidal-Madjar D. (1999a) The Isba surface scheme in a macroscale hydrological model applied to the Hapex-Mobilhy area. Part I: Model and database. *Journal of Hydrology,* **217**, 75-96.

Habets F., Noilhan J., Golaz C., Goutorbe J. P., Lacarrere P., Leblois E., Ledoux E., Martin E., Ottle C., and Vidal-Madjar D. (1999c) The Isba surface scheme in a macroscale hydrological model applied to the Hapex-Mobilhy area. Part II: Simulation of streamflows and annual water budget. *Journal of Hydrology,* **217**, 97-118.

Hanson C. L., Johnson G. L., and Rango A. (1999) Comparison of precipitation catch between nine measuring systems. *Journal of Hydrologic Engineering,* 70-75.

Hartman M. D., Baron J. S., Lammers R. B., Cline D. W., Band L. E., Liston G. E., and Tague C. (1999) Simulations of snow distribution and hydrology in a mountain basin. *Water Ressources Research,* **35** (5), 1587-1603.

Hastenrath S. (1990) Diagnostics and prediction of anomalous river discharge in northern South America. *Journal of Climate,* **3**, 1080-1096.

Hecht-Nielsen R. (1987) Neurocomputing, (Ed. Addison-Wesley)

Hedstrom N. R. and Pomeroy J. W. (1998) Measurements and modelling of snow interception in the boreal forest. *Hydrological Processes,* **12**, 1611-1625.

Henderson-Sellers A., Yang Z. L., and Dickinson R. E. (1993) The Project for Intercomparison of Land-Surface Parameterization Schemes PILPS. *Bulletin of American Meteorological Society,* **74**, 1335-1349.

Holton J R (1979) An introduction to dynamic meteorology, International Geophysics Series, 385 pp.

Hottelet Ch., Blazkova S., and Bicik M. (1994) Application of the ETH snow model to three basins of different character in Central Europe. *Nordic Hydrology,* **25**, 113-128.

Hundecha Y., Bardossy A., and Theisen H.-W. (2001) Development of a fuzzy logic-based rainfall-runoff model. *Hydrological Sciences - Journal - des Sciences Hydrologiques,* **46** (3), 363-376.

Iribarne J C and Godson W L (1981) Atmospheric thermodynamics, D. Reidel Publishing company, 76 pp.

Jaccon G (1986) Tracé de la courbe de tarage et calcul des débits, (Ed. ORSTOM) ORSTOM, Brasilia, 225 pp.

Jakeman A. J. and Whitehead P. G. (1996) Unit hydrographs methods and applications. *Hydrological Processes,* **10** (6), 771-893.

Jomelli V, Caballero Y, Chevallier P, and Ribstein P (2001) Hydrological caracteristics of slope deposits in high tropical mountains (Cordillera Real, Bolivia), *Catena, sous presse.*

Kane R. P. (2000) El Niño/La Niña realtionship with rainfall at Huancayo, in the peruvian Andes. *International Journal of Climatology,* **20**, 63-72.

Kattelmann R. and Elder K. (1991) Hydrologic characteristics and water balance of an alpine basin in the Sierra Nevada. *Water Ressources Research,* **27** (7), 1553-1562.

Kirnbauer R., Blöschl G., and Gutknecht D. (1994) Entering the era of distributed snow models. *Nordic Hydrology,* **25**, 1-24.

Kite G. W. (1978) Development of a hydrologic model for a canadian watershed. *Canadian Journal of Civil Engineering,* **5** (1), 126-134.

Klein A. G., Isacks B. L., and Bloom A. L. (1995) Modern and last glacial maximum snowline in peru and bolivia: implications for regional climatic change. *Bulletin de l'Institut Français des Etudes Andines,* **24** (3), 607-617.

Klemes V. (1986a) Dilettantism in Hydrology: transition or destiny? *Water Ressources Research,* **9**, 177S-188S.

Klemes V. (1986b) Operational testingof hydrological simulation models. *Hydrological Sciences - Journal - des Sciences Hydrologiques,* **31**, 13-24.

Klemes, V. (1990) The modelling of mountain hydrology: the ultimate challenge, In, Hydrology of Mountainous Areas. IAHS 29-43.

Kositsakulchai, E. (2001) Modélisation de la dynamique de l'hydrosystème du bassin du Mae Klong (Thaïlande), Thèse de Doctorat, Université de Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 324 pp.

Koster R. and Milly P. C. D. (1997) The interplay between transpiration and runoff formulations in land surface schemes used with atmospheric models. *Journal of Climate,* **10**, 1578-1591.

Koutrouvelis I. A. and Canavos G. C. (2000) A comparison of moment based methods of estimation for the log Pearson type 3 dsitribution. *Journal of Hydrology,* **234**, 71-81.

Kundzewicz Z. W. (1997) Water ressources for sustainable developpement. *Hydrological Sciences - Journal - des Sciences Hydrologiques,* **42** (4), 467-480.

L'hôte, Y. (1967) La Seille - étude hydrologique, Thèse de doctorat de 3ème cycle., Service régional de l'aménagement des eaux de Lorraine -, 205 pp.

Larson L. W. and Peck E. L. (1974) Accuracy of precipitation measurements for hydrologic modelling. *Water Ressources Research,* **10** (4), 857-863.

Leblanc, J. M. (2001) Dynamique de la couverture neigeuse dans les Alpes Tropicales. Rapport de DEA. Université de Montpellier II - IRD, 48 pp.

Leblanc, J. M., Sicart, J. E., Gallaire, R., Chazarin, J. P., Ribstein, P., Pouyaud, B., Francou, B., and Baldivieso, H. (2000) Mesures meteorologiques hydrologiques et glaciologiques sur le glacier Zongo - Année hydrologique 1997-1998. Informe, (1), 100 pp.

Lee J. (1993) A formal approach to hydrological model conceptualization. *Hydrological Sciences - Journal - des Sciences Hydrologiques,* **38;5**, 391-401.

Lencastre A (1996) Hydraulique générale, (Ed. Eyrolles) 633 pp.

Leung L. R. and Ghan S. J. (1995) A subgrid paraméterization of orographic precipitation. *Theor.Appl.Climatol.,* **52**, 95-118.

Leung L. R., Wigmosta M. S., Ghan S. J., Epstein D. J., and Vail L. W. (1996) Application of a subgrid orgraphic precipitation/surface hydrology scheme to a mountain watershed. *Journal of Geophysical Research,* **101** (D8), 12803-12817.

Llamas J (1993) Hydrologie générale: Principes et applications, Quebec, 490 pp.

Lliboutry L (1999). Glaciers of the dry Andes, *USGS professional paper.* http://pubs.usgs.gov/prof/p1386i/chile-arg/dry/index.html 1-9.

Loaiciga H. A., Valdes J. B., Vogel R., Garvey J., and Schwarz H. (1996) Global warming and the hydrologic cycle. *Journal of Hydrology,* **174**, 83-127.

Loucks D. P., Kindler J., and Fedra K. (1985) Interactive water ressources modelling and model use: An overview. *Water Ressources Research,* **21** (2), 95-102.

Loumagne C., Chkir N., Normand M., Ottlé C., and Vidal-Madjar D. (1996) Introduction of soil/vegetation/atmosphere continuum in a conceptual rainfall-runoff model. *Hydrological Sciences - Journal - des Sciences Hydrologiques,* **41** (6), 889-902.

Lovett G. M., Bowser J. J., and Edgerton E. S. (1997) Atmospheric deposition to watersheds in complex terrain. *Hydrological Processes,* **11**, 645-654.

Lynch S D (2000). Techniques for estimating areal daily rainfall, *Département of Agricultural Ingineering - South Africa.* http://www.ccwr.ac.za/~lynch2/p241.html 1-9.

Macarez, F. (1997) Impact du phénomenne EL NINO sur les 2vennements hydrologiques de la vallée du Zongo, cordillère royale, Bolivie. mémoire de fin d'études (ISTOM), 100 pp.

Mahfouf J.-F. and Jacquemin B. (1989) A study o f Rainfall interception using a Land surface parameterization for mesoscale meteorological models. *Journal of Applied Meteorology,* **28** , 1282-1302.

Mahfouf J.-F. and Noilhan J. (1996) Inclusion of gravitational drainage in a land surface scheme based on the force-restore method. *Journal of Applied Meteorology,* **35**, 987-992.

Manabe S. (1969) Climate and ocean circulation: 1. The atmospheric circulation and the hydrology of the earth's surface. *Monthly Weather Review,* **97**, 739-805.

Manning R. (1891) On the flow of water in open chanels and pipes. *Transactions of the Institute of Civil Engineering of Ireland,* **20**, 161-207.

Marengo J.-F. (1995) Variations and changes in south american streamflow. *Climatic Change,* **31**, 99-117.

Marks D., Domingo J., Susong D., Link T., and Garen D. (1999) A spatailly distributed energy balance snowmelt model for application in mountain basins. *Hydrological Processes,* **13**, 1935-1959.

Marsh P. (1999) Snowcover formation and melt: recent advances and future prospects. *Hydrological Processes,* **13** (14 - 15), 2117-2134.

Martin L., Bertaux J., Correge T., Lendru M.-P., Mourguiart P., Siffedine A., Soubies F., Wirrmann D., Sugio K., and Turcq B. (1997) Astronomical forcing of contrasting changes in tropical South America between 12,400 cal yr B.P. *Quaternary Research,* **47**, 117-122.

Martinec J. (1975) Snowmelt runoff models for streams flow forecasts. *Nordic Hydrology,* **6**, 145-154.

Martinec J. and Rango A. (1986) Parameters values for snowmelt runoff modelling. *Journal of Hydrology,* **84**, 197-219.

Masson V. (2000) A physically-base scheme for the urban energy budget in atmospheric models. *Boundary Layer Meteorology,* **94**, 357-397.

Mccumber M. C. and Pielke R. A. (1981) Simulation of the effects of surface fluxes of heat and moisture in a mesoscale numerical model. ¨Part I: Soil layer. *Journal of Geophysical Research,* **86**, 9929-9938.

Mimikou M. A. and Baltas E. A. (1997) Climate change impacts on the reliability of hydroelectric energy production. *Hydrological Sciences - Journal - des Sciences Hydrologiques,* **42** (5), 662-678.

Montecinos A., Diaz A., and Aceituno P. (2000) Seasonal diagnostic and predictability of rainfall in subtropical south america based on tropical SST. *Journal of Climate,* **13**, 746-758.

Montes de Oca I (1997) Geografia y recursos naturales de Bolivia, (Ed. EDOBOL) La Paz, 574 pp.

Morin, G., Fortin, J. P., Lardeau, J. P., Sochanska, W., and Paquette, S. (1981) Modèle CEQUEAU: Manuel d'utilisation. INRS-Eau, (93), 449 pp.

Muzy A (2000) Principes de modélisation (6), Cours d'hydrologie postgrade. Ed. Muzy, A., EPFL, Lausanne. 225 pp.

Nascimiento, N. O. (1995) Appréciation à l'aide d'un modèle d'un modèle empirique des effets d'action anthropiques sur la relation pluie-débit à l'échelle du bassin versant, Thèse de Doctorat, CERGRENE/ENPC, Paris, 550 pp.

Nash J. E. and Sutcliffe J. V. (1970) River flow forecasting through conceptual models. *Journal of Hydrology,* **10** (3), 282-290.

Noilhan J. and Mahfouf J.-F. (1996) The ISBA land surface parameterisation scheme. *Global and Planetary Change,* **13**, 145-159.

Noilhan J. and Planton S. (1989) A simple parameterization of Land Surface Processes for meteorological Models. *Monthly Weather Review,* **117**, 536-549.

O'connell P. E. and Todini E. (1996) Modelling of rainfall, flow and mass transport in hydrological systems: an overview. *Journal of Hydrology,* **175**, 3-16.

Obled C. and Rosse B. (1977) Mathematical models of a melting snowpack at an index plot. *Journal of Hydrology,* **32**, 139-163.

Obled C., Wending J., and Beven K. (1994) The sensitivity of hydrological models to spatial rainfall patterns: an evaluation using observed data. *Journal of Hydrology,* **159**, 305-333.

Ottlé C. and Vidal-Madjar D. (1994) Assimilation of soil moisture inferred from infrared remote sensing in a hydrological model over the HAPEX-MOBILHY region. *Journal of Hydrology,* **158**, 241-264.

Ottlé C., Vidal-Madjar D., and Girard G. (1989) Remote sensing applications to hydrological modeling. *Journal of Hydrology,* **105**, 369-384.

Panagoulia D. (1995) Assesment of daily catchment precipitation in moutainous regions for climate change interpretation. *Hydrological Sciences - Journal - des Sciences Hydrologiques,* **40** (3), 331-347.

Perrin, C. (2000) Vers une amélioration du modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative, Thèse de Doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble, 259 pp.

Pitman, A. J. (1993) Project for Intercomparison of Land-Surface Parameterization Schemes, Results from offline control simulations (Phase 1a). International GEWEX project office publications series, (7), 47 pp.

Plüss C. and Mazzoni R. (1994) The role of turbulent heat fluxes in the energy balance of high alpine snow cover. *Nordic Hydrology,* **25**, 25-38.

Polcher J., Laval K., Dümenil L., Lean J., and Rowntree P. R. (1996) Comparing three land surfaces schemes used in general circulations models. *Journal of Hydrology,* **180**, 373-394.

Pouyaud B. (1993). Lago Titicaca.programa Estudios TDPS. Mission d'évaluation sur la prise en compte de l'évaporation (21 juin - 3 juillet 1993). Evaluation, diagnostic, recommandations. *BDPA-Sceptagri / HydroConsult International, Montpellier,* 32 pp.

Pouyaud B., Francou B., and Ribstein P. (1995) Un réseau d'observation des glaciers dans les Andes tropicales. *Bulletin de l'Institut Français des Etudes Andines,* **24** (3), 701-714.

Pouyaud, B., Ribstein, P., Gallaire, R., Chevallier, P., Caballero, Y., and Berthier, E. (1999) Regimes hydrologiques des hauts bassins nivo-glaciaires boliviens et variabilité pluviométrique des vallées andines en conditions El Niño et La Niña., In, Manaus'99 - Hydrological and Geochemical Processes in Large Scale River Basins, no. 15-19, 1999. IRD, ANEEL 1-8.

Prieto M.-R., Herrera R., and Dussel P. (1999) Histotical evidences of streamflow in the Mendoza river, Argentina, and their relationship with ENSO. *The Holocene,* **9** (4), 473-481.

Ramirez, E., Hoffmann, G., Dürr, H., Francou, B., Ribstein, P., Taupin, J. D., Simoes, J., and Schotterer, U. (2001) The isotopic records of two long ice cores from the Bolivian high Altiplano Sajama (6542 m) and Illimani (6350 m), In, EGS, Nice.

Ramirez E., Mendoza J., Salas E., and Ribstein P. (1995) regimen espacial y temporal de las precipitaciones en la cuenca de La Paz. *Bulletin de l'Institut Français des Etudes Andines,* **24** (3), 391-401.

Rawls W J and Brakensiek D L (1989) Estimation of soil water retention and hydraulic properties Unsaturated flow in hydrologic modelling, Théory and Practice. Ed. Morel-Seytoux, H. J., Kluwer academic publishers, 300 pp.

Refsgaard J. C. (1997) Parameterisation, calibration and validation of distributed hydrological models. *Journal of Hydrology,* **198**, 69-97.

Reinhardt, I. (1997) Analyse des composantes naturelles et artificielles de la ressource en eau de la vallée du Zongo en Bolivie. mémoire de postgrade (EPFL), 85 pp.

Ribstein P., Francou B., Rigaudière P., and Saravia R. (1995b) Variabilité climatique et modélisation hydrologique du glacier Zongo du Glacier Zongo, Bolivie. *Bulletin de l'Institut Français des Etudes Andines,* **24** (3), 639-649.

Ribstein P., Tiriau E., Francou B., and Saravia R. (1995a) Tropical climate and glacier hydrology: a case study in Bolivia. *Journal of Hydrology,* **165**, 221-234.

Richards K., Sharp M., Arnold N., Gurnell A., Clark M., Tranter M., Nienow P., Brown G., Willis I., and Lawson W. (1996) An integrated approach to modelling hydrology and water quality in glacierized catchments. *Hydrological Processes,* **10**, 479-508.

Richards L. A. (1931) Capillary conduction of liquids through porous medium. *Physics,* **1**, 318-333.

Rinaldo A. and Rodriguez-Iturbe I. (1996) Geomorphological theory of the hydrological response. *Hydrological Processes,* **10** (6), 803-829.

Roche M (1963) Hydrologie de surface, Paris, 430 pp.

Roche, M. A., Aliaga Rivera, A., Campos, J., and Peña Mendez, J. (1990) Hétérogénéité des précipitations sur la Cordillère des Andes boliviennes, In, Hydrology in mountainous regions I. Hydrological measurements: The water cycle. IAHS Publications 381-388.

Roche M A, Jauregui F C, Aliaga Rivera A, Peña Mendez J, Salas Rada E, and Montaño Vargas J L, (1992). Balance hidrico superficial de Bolivia, ORSTOM - UNESCO.

Rodriguez-Iturbe I. and Valdés J.B. (1979) The geomorphologic structure of hydrologic response. *Water Ressources Research,* **15** (6), 1409-1420.

Rogers R R and Yau M K (1989) A short course in cloud physics, International series in natural philosophy, 293 pp.

Rohrer, M. (1989) Determination of the transition air temperature from snow to rain and intensity of precipitation, In, WMO/IAHS/ETH Workshop on Precipitation Measurement. Swiss Federal Institute of Technology. 475-482.

Ronchail J. (1995) L'aridité sur l'Altiplano bolivien. *Sécheresse,* **6**, 45-51.

Ronchail J. (1998) Variabilité pluviométrique en Bolivie lors des phases extrèmes de l'oscillation australe du Pacifique (1950 - 1993). *Bulletin de l'Institut Français des Etudes Andines,* **27** (3), 687-698.

Rowntree P. R. and Lean J. (1994) Validation of hydrological schemes for climate models against catchment data. *Journal of Hydrology,* **155**, 301-323.

Saint-Venant B. d. (1871) Théorie du mouvement non permanent des eaux avec application aux crues des rivières et à l'introduction de marées dans leurs lits. *Compte Rendus des Séances de l'Académie des Sciences,* **73**, 147-154.

Sasseville J. L. and De Marsily G. (1998) Les Sciences de l'eau: Présent et Futur. *Revue des Sciences de l'Eau,* **n° spécial**, 223-241.

Schaper J., Martinec J., and Seidel K. (1999) Distributed mapping of snow and glaciers for improved runof modelling. *Hydrological Processes,* **13**, 2023-2031.

Schlosser C. A., Slater A. G., Robock A., Pitman A. J., Vinnikov K. Y., Henderson-Sellers A., Speranskaya N. A., and Mitchel K. (2000) Simulations of a boreal grassland hydrology at Valdai, Russia: PILPS Phase 2(d). *Monthly Weather Review,* **128**, 301-321.

Schwerdtferger W (1976) Introduction Climates of Central and South America. Ed. Landsberg, H. E., Elsevier, 12 pp.

Sen Z. (1998) Average areal precipitation by percentage weighted polygon method. *Journal of Hydrologic Engineering,* 69-72.

Serpe-Isem (1996) NOTICE TECHNIQUE, Limni 92.(02/96),

Shao Y. and Henderson-Sellers A. (1996) Validation of soil moisture simulation in landsurface parameterisation schemes with Hapex date. *Global and Planetary Change,* **13**, 11-46.

Shwer, T. A. (1989) Different types of precipitation in climatic zones., In, WMO/IAHS/ETH Workshop on Precipitation Measurement: Swiss Federal Institute of Technology. 483-487.

Sicart, J. E. (1996) Optimisation d'une réseau de balises afin d'estimer le bilan de masse. Glacier du Zongo, Cordillère Royale de Bolivie. Rapport de fin d'études. ENS des Mines de Saint-Etienne., 93 pp.

Sicart, J. E. (2001) Modélisation de la dynamique d'un glacier tropical: Le glacier Zongo en Bolivie., Thèse de Doctorat (en cours),

Sicart J. E., Ribstein P., Chazarin J. P., and Berthier E. (2001b) Solid precipitation on a tropical glacier in Bolivia using untrasonic depth gauge measurements. *Water Ressources Research,* **submitted**

Sicart J E, Ribstein P, Wagnon P, and Brunstein D (2001a) Clear sky albedo measurements on a sloping glacier surface. A case study in the Bolivian Andes, *Journal of Geophysical Research, sous presse.*

Sicart, J. E., Wagnon, P., Gallaire, R., Francou, B., Pouyaud, B., and Baldivieso, H. (1998) Mesures meteorologiques hydrologiques et glaciologiques sur le glacier Zongo - Année hydrologique 1996-1997.(57), 119 pp.

Siebert, J. (1999) Conceptuel runoff models - fiction or representation of reality? Comprehencive summaries of Uppsala dissertations from the Faculty of Sciences and Technology, (436), 52 pp.

Simonovic S. P., Fahmy H., and El-Shorbagy A. (1997) The use of object-oriented modelling for water ressources planning in Egypt. *Water Ressources Management,* **11**, 243-261.

Slater A. G., Schlosser C. A., Desborough C. E., Pitman A. J., Henderson-Sellers A., Robock A., Vinnikov K. Y., Mitchel K., Boone A., Braden H., Chen F., Cox P. M., De Rosnay P., Dickinson R. E., Dai Y.-J., Duan Q., Entin J., Etchevers P., Gedney N., Gusev Y. M., Habets F., Kim J., Koren V., Kowalczyk E. A., Nasonova O. N., Noilhan J., Schaake J., Shmakin A. B., Smirnova T. G., Verseghy D. L., Wetzel P., Xue Y., Yang Z.-L., and Zeng Q. (2001) The representation of snow in land surface schemes: Results from PILPS 2(d). *Journal of Hydrometeorology,* 7-25.

Smith R. E., Goodrich D. R., Woolhiser D. A., and Simanton J. R. (1994) Comment on "Physically based hydrolgoic modeling, 2: Is the concept realistic?" by R.B.Grayson, I.D. Moore and T.A. McMahon. *Water Ressources Research,* **30** (3), 851-854.

Sommerfeld R. A., Musselman R. C., and Wooldridge G. L. (1990) Comparison of estimates of snow input with a small alpine catchment. *Journal of Hydrology,* **120**, 295-307.

Stagnitti F., Parlange J. Y., Steenhuis T. S., Arlange M. B., and Rose C. W. (1992) A mathematical model of hillslope and watershed discharge. *Water Ressources Research,* **28** (8), 2111-2122.

Staley D.O. and Jurica G.M. (1972) Effective atmospheric emissivity under clear skies. *Journal of Applied Meteorology,* **11**, 349-356.

Sun S., Jin J., and Xue Y. (1999) A simple snow-atmosphere transfer (SAST) model. *Journal of Geophysical Research,* **104**, 19587-19597.

Taborga J. and Campos J. (1995) Recursos hidricos en los Andes: Lago Titicaca. *Bulletin de l'Institut Français des Etudes Andines,* **24** (3), 441-448.

Tamayo, W. (1996) Influencia de los glaciares en el comportamiento hidrologico de cuencas de alta montaña, estudios de caso en Peru y Bolivia. mémoire de fin d'étude d'ingénierie, 151 pp.

Todini E. (1996) The ARNO rainfall-runoff model. *Journal of Hydrology,* **175**, 339-382.

Tuteja N. K. and Cunnane C. (1999) A quasi physical snowmelt runoff modelling system for small catchments. *Hydrological Processes,* **13**, 1961-1975.

Uhlenbrook S., Seibert J., Leibundgut C., and Rodhe A. (1999) Prediction uncertainty of conceptual rainfall - runoff models caused by problems in identifying model parameters and structure. *Hydrological Sciences - Journal - des Sciences Hydrologiques,* **44** (5), 779-797.

Ventana Systems Inc. (1997) Vensim reference manual version 3.0. Reference Manual, 370 pp.

Villeneuve J. P., Hubert P., Mailhot A. N., and Rousseau A. N. (1998) La modélisation hydrologique et la gestion de l'eau. *Revue des Sciences de l'Eau,* **n° spécial**, 19-39.

Vuille M., Bradley R. S., and Keimig F. (2000) Interannual climate variability in the Central Andes and its relation to the tropical Pacific and Atlantic forcing. *Journal of Geophysical Research Atmosphere,* **105** (D10), 12447-12460.

Wagnon, P. (1999) Analyse du bilan d'énergie d'un glacier tropical. Application à la relation glacier - climat., Thèse de Doctorat, Université Joseph Fourier - Grenoble I, 200 pp.

Wagnon P., Ribstein P., Francou B., and Pouyaud B. (1999b) Annual cycle of energy balance of Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia. *Journal of Geophysical Research,* **104** (D4), 3907-3923.

Wagnon P., Ribstein P., Kaser G., and Berton P. (1999a) Energy balance and runoff seasonality of a Bolivian Glacier. *Global and Planetary Change,* **22** ((1-4)), 49-58.

Wagnon P., Ribstein P., Schuler T., and Francou B. (1998) Flow separation on Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia. *Hydrological Processes,* **12** (12), 1911-1926.

Wanchang Z., Ogawa K., Besheng Y., and Yamaguchi Y. (2000) A monthly stream flow model for estimating the potential changes of river runoff on the projected global warming. *Hydrological Processes,* **14**, 1851-1868.

Wetzel P., Liang X., Irannejad P., Boone A., Noilhan J., Shao Y., Skelly C., Xue Y., and Yang Z. L. (1996) Modeling vadose zone liquid water fluxes: Infiltration, Runoff, Drainage, Interflow. *Global and Planetary Change,* **13**, 57-71.

Wigmosta M. S., Vail L. W., and Lettenmaier D. P. (1994) A distribted hydrology-vegetation model for complex terrain. *Water Ressources Research,* **30** (6), 1665-1679.

Williams K. S. and Taborton D. G. (1999) The ABC's of snowmelt: a topographically factorized energy component snowmelt model. *Hydrological Processes,* **13** (12-13), 1905-1920.

Wohl E (2000) Mountain rivers, (Ed. Library of Congress) American Geophysical Union, Washington, 320 pp.

Wood E. F., Lettenmaier D., Liang X., Lohmann, D., Boone A., Chang S., Chen F., Day Y., Desborough C.E., Duan Q., Ek M., Gusev Y.M., Habets F., Irannejad P., Koster R., Nasanova O.N., Noilhan J., Schaake J., Schlosser C.A., Shao Y., Shmakin A.B., Verseghy D.L., Wang J., Warrach K., Wetzel P., Xue Y., Yang Z.L. and Zeng Q. (1998) The project for intercomparison of land-surface parameterization scheme (PILPS) Phase 2(c) Red-Arkansas river experiment: I. Experiment description and Summary intercomparisons. *Global and Planetary Change,* **19**, 115-136.

Wood E. F., Sivapalan M., Beven K. J., and Band L. (1988) Effects of spatial variability and scale with implications to hydrologic modeling. *Journal of Hydrology,* **102**, 29-47.

Wotling, G. (2000) Caractérisation et modélisation de l'aléa hydrologique à Tahiti, Thèse de Doctorat, Université de Montpellier - USTL Montpellier II, 309 pp.

Wright P. B. (1984) Relations between indices of the Southern Oscillation. *Monthly Weather Review,* **112**, 1913-1919.

Yang D., Goodison B. E., Metcalfe J. R., Louie P. Y. T., Leavesley G. H., Emerson D. G., Hanson C. L., Golubev V. S., Elomaa E., Gunther T., Pangburn T., Kang E., and Milkovic J. (1999) Quantification of precipitation measurement discontinuity induced by wind shields on national gauges. *Water Ressources Research,* **35** (2), 491-508.

Yang D., Kane D. L., Hinzman L. D., Goodison B. E., Metcalfe J. R., Louie P. Y. T., Leavesley G. H., Emerson D. G., and Hanson C. L. (2000) An evaluation of the wioming gauge system for snowfall measurement. *Water Ressources Research,* **36** (9), 2665-2677.

Yang Z. L., Dickinson R. E., Robock A., and Vinnikov K. Y. (1997) Validation of the snow submodel of the biosphere-atmosphere transfer scheme with russian cover and meteorological observational data. *Journal of Climate,* **10**, 353-373.

Zhao R. J. (1992) The Xinanjiang model applied in China. *Journal of Hydrology,* **135**, 371-381.

ANNEXES

- **Annexe A** : Résultats de la campagne de bathymétrie sur la retenue Zongo.
- **Annexe B** : Version provisoire de l'article de Jomelli et al. (2001) sous presse.
- **Annexe C** : Liste des symboles contenus dans les équations d'ISBA.
- **Annexe D** : Superficie en km² des unités de surface définies sur le bassin de Llaullini.
- **Annexe E** : Photos des stations installées dans le basin de Llaullini.
- **Annexe F** : Précipitations mensuelles sur le bassin.
- **Annexe G–1 à G-7** : Jaugeages et extrapolations pour l'étalonnage des stations limnigraphiques.
- **Annexe H** : Organisation des usines et des aménagements hydrauliques dans la vallée du Zongo.
- **Annexe I** : Etalonnages canaux Alpaca et Tubo.
- **Annexe J** : Jaugeages et extrapolations des canaux Botijlaca, Hankohuma et Liviñosa.